



Pedro Henrique Ceraso Delforge

**EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA E SEDIMENTAR DE CORTE E
PREENCHIMENTO DE COMPLEXOS DE CANAIS NO TALUDE
CONTINENTAL, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2020



UFRJ

Pedro Henrique Ceraso Delforge

**EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA E SEDIMENTAR DE CORTE E
PREENCHIMENTO DE COMPLEXOS DE CANAIS NO TALUDE CONTINENTAL,
BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo

Rio de Janeiro
Novembro de 2020

DELFORGE, Pedro Henrique Ceraso

Evolução estratigráfica e sedimentar de corte e preenchimento de complexos de canais no talude continental, bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil/ Pedro Henrique Ceraso Delforge - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2020.

01, 105 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientador(es): Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Evolução Estratigráfica de Depósitos de Canais em Águas Profundas da Bacia De Sergipe-Alagoas, Brasil.

Pedro Henrique Ceraso Delforge

EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA E SEDIMENTAR DE CORTE E PREENCHIMENTO
DE COMPLEXOS DE CANAIS NO TALUDE CONTINENTAL, BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS, BRASIL

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador(es):

Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo

Aprovada em: 12.Novembro.2020

Por:

Orientador: Jorge Figueiredo (UFRJ)

Claudio Limeira Mello (UFRJ)

Igor Nascimento (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2020

Agradecimentos

Agradeço àqueles que garantiram que eu tivesse a melhor educação possível e que me incentivam todos os dias, meus pais, Alexandra e Eduardo e a toda minha família.

Ao Professor Dr. Jorge Picanço pela orientação nesse trabalho, por sempre estar disposto a ensinar e por ter sido parte fundamental da minha formação como geólogo.

Aos meus amigos e geólogos Victor Lima, Mariana Meirelles, Leonardo Ribeiro, Matheus Teixeira, Amanda Mustafa, Julyanna Wermelinger, Fernanda Senra, Luiza Tinoco, Thaís Santiago, Anna Peres e Giovanna Hamad. Tudo foi mais leve ao lado de vocês.

À empresa Eliis que disponibilizou a licença do *software* Paleoscan™ gratuitamente para a execução desse trabalho e forneceu todo o suporte para o uso do programa.

A todos que defendem e incentivam a educação pública, gratuita e universal.

“Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo. Todos nós sabemos alguma coisa. Todos nós ignoramos alguma coisa. Por isso, aprendemos sempre.”

– Paulo Freire.

UFRJ
Rio de Janeiro
2020

Resumo

DELFORGE, Pedro. **Evolução estratigráfica e sedimentar de corte e preenchimento de complexos de canais no talude continental, bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil.** 2020. 01, 106 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Um conjunto de seis complexos de canais foi identificado a partir de dados sísmicos 3D na porção próxima à superfície do atual assoalho marinho no talude continental da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Preenchendo os complexos de canais, foram identificados conjuntos de canais. Canais individuais não foram identificados por estarem abaixo da resolução sísmica. Os depósitos que preenchem os complexos de canais são decorrentes da evolução estratigráfica e sedimentar dos conjuntos de canais sendo exclusivamente depósitos siliciclásticos de caráter arenoso e lamoso. Os elementos complexos de canais, conjunto de canais e canais individuais (não identificados) estão geneticamente relacionados dentro de uma sequência deposicional. Com isso, refere-se que estes elementos estão todos relacionados a uma variação completa de descida e subida do nível de base da bacia, todavia pontuada por outras variações de menor amplitude e maior frequência. A dinâmica da evolução estratigráfica se desenvolve de acordo com um padrão bem estabelecido segundo o qual, inicialmente, durante o trato de sistema de mar baixo inicial formam-se preferencialmente superfícies erosivas causadas por fluxos gravitacionais (turbidíticos) energéticos. O registro geológico resultante destes processos é tão somente uma feição canalizada. O preenchimento destas feições acontece durante a fase de subida do nível de base nos tratos de sistema de mar baixo final e transgressivo em uma dinâmica de corte e preenchimento conhecida como *back stepping*, implicando em uma diminuição de energia dos fluxos gravitacionais para o topo. Desta forma, o registro sedimentar do preenchimento dos complexos de canais dá-se com os depósitos arenosos concentrados nas porções basais, e os lamosos nos topos dos complexos de canais. Os dados cronoestratigráficos obtidos nos poços analisados permitem apenas afirmar que a seção analisada é mais nova que o Eoceno tardio, todavia a base do principal conjunto de complexos de canais foi interpretada como sendo a discordância do Tortoniano. A espessura sedimentar do conjunto de complexo de canais e a quantidade de complexos de canais (seis) sugere que todo o conjunto necessitaria de um tempo de vários milhões de anos para o seu desenvolvimento. Esta inferência permite a proposição da hipótese de que cada uma das sequências deposicionais que deram origem a um complexo de canais seria uma sequência de terceira ordem, enquanto cada um dos conjuntos de canais seria uma sequência deposicional de quarta e/ou quinta ordem.

Palavras-chave: Bacia de Sergipe-Alagoas; Complexos de canais no talude continental; Estratigrafia de sequências em complexos de canais.

Abstract

DELFORGE, Pedro. **Stratigraphic and sedimentary evolution of cutting and filling of channel complexes on the continental slope, Sergipe-Alagoas basin, Brazil.** 2020. 01, 106 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A set of six channel complexes was identified from 3D seismic data in the portion close to the surface of the current sea floor on the continental slope of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Filling the channel complexes, composite channels were identified. Individual channels have not been identified because they are below seismic resolution. Deposits that fill the channel complexes are due to the stratigraphic and sedimentary evolution of the composite channels, being exclusively siliciclastic deposits with sandy and muddy character. The elements complex of channels, composite channels and individual channels (unidentified) are genetically related within a depositional sequence. Thus, it is said that these elements are all related to a complete variation of descent and rise of the basin's baseline level, however punctuated by other variations of less amplitude and greater frequency. The dynamics of stratigraphic evolution takes place according to a well-established pattern according to which, initially, during the treatment of the initial low sea system, erosions caused by energetic gravitational (turbiditic) flows preferably occur. The geological record resulting from these processes is just an erosive surface that delimits the channel complexes. The filling of these features occurs during the phase of base level rising in the final low stand and transgressive system tracts in a cutting and filling dynamics known as back stepping, implying a decrease in energy from the gravitational flows to the top. In this way, the sedimentary record of the filling of the channel complexes occurs with the sandy deposits concentrated in the basal portions, and the muddy ones at the tops of the channel complexes. The chronostratigraphic data obtained in the analyzed wells only allow to state that the analyzed section is younger than the late Eocene, however the surface of the major set of channel complexes was interpreted as the Tortonian unconformity. The sedimentary thickness of the channel complex set and the number of channel complexes (six) suggests that the whole set would need a time of several million years for its development. This inference allows the proposition of the hypothesis that each of the depositional sequences that originated a channel complex would be a third order sequence, while each of the composite channels would be a fourth and / or fifth order depositional sequence.

Key-Words: Sergipe-Alagoas Basin; Channel complexes on the continental slope; Sequence stratigraphy in channel complexes.

Lista de figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Mapa de localização e estrutural do embasamento da porção terrestre e marinha rasa da Bacia de Sergipe-Alagoas. (Feijó e Vieira, 1991). | 24 |
| Figura 2 - Arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e feições estruturais. (Lana, 1990). | 28 |
| Figura 3 - Cinemática da microplaca de Sergipe durante a rotação anti-horária da África em relação à América do Sul no Eocretáceo. (Szatmari e Milani, 1999). | 29 |
| Figura 4 - Carta Estratigráfica da sub-bacia de Sergipe (Campos Neto et al., 2007). | 36 |
| Figura 5 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Sergipe com destaque para o intervalo estratigráfico do objeto de estudo desse trabalho (Campos Neto et al., 2007). | 37 |
| Figura 6 - Carta Estratigráfica da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007). | 38 |
| Figura 7 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007). | 39 |
| Figura 8 - Principais tipos de propagação de ondas sísmicas - Ondas P (a), Ondas S (b), Ondas Rayleigh (c) e Ondas Love (d). (Modificado de W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009). | 42 |
| Figura 9 - Padrões de terminação de refletores sísmicos mais utilizados na interpretação sismoestratigráfica. (Severiano Ribeiro, 2001). | 44 |
| Figura 10 - Principais configurações de sismofácies. (Cunha, 2018). | 45 |
| Figura 11 - Relação de fácies e acomodação sob condições variáveis de influxo de sedimentos. (Modificado de Jervey, 1988). | 49 |
| Figura 12 - Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada, conforme definido pela interação entre alterações no nível base e sedimentação. A curva senoidal superior mostra a magnitude da mudança do nível de base com o tempo. As porções mais espessas pintadas de vermelho nessa curva indicam estágios iniciais e finais do aumento do nível base, quando a taxa de sedimentação supera a velocidade de subida ou descida do nível de base. A curva senoidal de baixo mostra as taxas de alterações no nível base. A taxa é zero no final dos estágios de ascensão e queda de nível de base e possuem o valor mais alto nos pontos de inflexão da curva superior. As transgressões ocorrem quando as taxas de aumento no nível base ultrapassam as taxas de sedimentação. Para simplificar a visualização, a taxa de sedimentação é mantida constante em toda a curva. Abreviações: RF - regressão forçada; RN - regressão normal. (Modificado de Catuneanu, 2006). | 50 |
| Figura 13 - Diferentes modelos que delimitam uma sequência deposicional com destaque para o modelo utilizado nesse trabalho (Modificado de Catuneanu, 2006). | 51 |

| | |
|---|----|
| Figura 14 - Curva da variação do nível do mar durante o Fanerozoico conhecida como Curva de Vail. (Vail <i>et al.</i> , 1977 <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001)..... | 53 |
| Figura 15 - Ciclos de Milankovitch (Severiano Ribeiro, 2001). | 55 |
| Figura 16 – Elementos arquiteturais de turbiditos. (Huang, 2018) | 58 |
| Figura 17 – Modelo de hierarquização de turbiditos (Modificado de Moraes, Blaskovski e Paraizo, 2006)..... | 59 |
| Figura 18 - Fases do ciclo de corte e preenchimento de um depósito turbidítico representadas por mapas (a esquerda) e seções transversais (a direita). Modificado de Gardner <i>et al.</i> , 2008. | 61 |
| Figura 19 - Localização do levantamento sísmico 3D pós-stack e dos 33 poços exploratórios (Levantamento: R0264_BM_SEAL_4_10_11_KPSDM – Conclusão da aquisição em 04/04/2014) (BDEP – ANP)..... | 63 |
| Figura 20 - Localização da área de corte do cubo sísmico com a trajetória dos poços contidos plotada. A linha rosa representa a inline 3383, que foi utilizada nas imagens desse trabalho que apresentam uma seção sísmica. | 64 |
| Figura 21 - Fluxograma das etapas de processamento e interpretação implementadas no software Paleoscan™ Core..... | 65 |
| Figura 22 – (a) - Detalhe da seção sísmica com a linha do poço 1-BRSA-1083-SES plotada. (b) – Detalhe do perfil composto do poço 1-BRSA-1083-SES na profundidade correspondendo à seção sísmica. (c) – Correlação do perfil do poço com a seção sísmica e interpretação dos horizontes cronoestratigráficos delimitados no perfil do poço..... | 67 |
| Figura 23 - (a) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude sem aplicação de atributos. (b) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude com a aplicação do atributo cosseno da fase instantânea (<i>cosine instant phase</i>). (c) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude com a aplicação do atributo de impedância acústica relativa (<i>Relative acoustic impedance</i>). A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20..... | 69 |
| Figura 24 - Seção sísmica (inline 3383) com os horizontes fundo do mar, topo do Eoceno médio, topo do Paleoceno superior, topo do Paleoceno inferior, topo do Maastrichtiano superior, topo do Maastrichtiano inferior, topo do Campaniano superior, topo do Campaniano médio, topo do Campaniano inferior e topo do embasamento interpretados de acordo com os marcadores cronoestratigráficos dos poços 1-BRSA-1083-SES e 3-BRSA-1248D-SES. O retângulo tracejado delimita a área de análise deste trabalho. A escala vertical da imagem representa a profundidade abaixo do nível do mar. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. | 72 |
| Figura 25 - (a) Seção sísmica (inline 3383) com atributo de impedância acústica relativa e <i>zoom</i> para a região com concentração de feições canalizadas. (b) Interpretação das feições canalizadas pelas linhas pretas. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. | 74 |

Figura 26 - Seção sísmica (inline 3383) com aplicação do atributo *cosine instant phase* e *zoom* na região com concentração de feições canalizadas interpretada com o truncamento erosional dos refletores marcados em azul pelas feições canalizadas marcadas em amarelo. Os refletores internos das feições canalizadas, marcados em vermelho, possuem terminações em *onlap* em direção às bordas das calhas. Os refletores nas bases das feições canalizadas, marcados em verde, possuem padrão de sismofácies irregular a caótico. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. 76

Figura 27 – Seção sísmica (inline 3383) com aplicação do atributo *cosine instant phase* e *zoom* na região com concentração de feições canalizadas interpretada com refletores internos a uma calha, marcada de amarelo, evidenciando a sismofácies paralela regular. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20..... 77

Figura 28 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos..... 80

Figura 29 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos..... 81

Figura 30 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos..... 82

Figura 31 - Feição canalizada destacada na Figura 28 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos. 83

Figura 32 – Feição canalizada destacada na Figura 29 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos. 83

Figura 33 – Feição canalizada destacada na Figura 30 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos. 84

Figura 34 - Hierarquização dos elementos arquiteturais das feições canalizadas interpretadas. 87

| | |
|--|-----|
| Figura 35 - Senoide que define a variação do nível de base com os respectivos tratos de sistema; TSMBi (Trato de sistemas de mar baixo inicial), TSMBf (Trato de sistemas de mar baixo final), TST (Trato de sistemas transgressivo) e TSMA (Trato de sistemas de mar alto) (Modificado de Catuneanu, 2006)..... | 90 |
| Figura 36 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 1. | 95 |
| Figura 37 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 34 para o complexo de canais 1. | 95 |
| Figura 38 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 2. | 96 |
| Figura 39 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 36 para o complexo de canais 2. | 96 |
| Figura 40 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 3 | 97 |
| Figura 41 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 38 para o complexo de canais 3. | 97 |
| Figura 42 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 4. | 98 |
| Figura 43 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 40 para o complexo de canais 4. | 98 |
| Figura 44 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 5. | 99 |
| Figura 45 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 42 para o complexo de canais 5. | 99 |
| Figura 46 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 6. | 100 |
| Figura 47 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 44 para o complexo de canais 6. | 100 |

Lista de tabelas

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Ciclos de Milankovitch com especificações sobre a variação de cada fator, frequência do ciclo e nomenclatura (Severiano Ribeiro, 2001). | 55 |
| Tabela 2 – Ciclos estratigráficos de diferentes ordens de magnitude (Severiano Ribeiro, 2001). | 56 |

Lista de abreviaturas e siglas

ANP – Agência Nacional do Petróleo

BDEP – Banco de Dados de Exploração e Produção

BSA – Bacia de Sergipe-Alagoas

RF – Regressão Forçada

RN – Regressão Normal

SBA – Sub-bacia de Alagoas

SBS – Sub-bacia de Sergipe

SIM – Superfície de Inundação Máxima

TSMA – Trato de Sistemas de Mar Alto

TSMB – Trato de Sistemas de Mar Baixo

TST – Trato de Sistemas Transgressivo

Sumário

| | |
|--|------|
| Agradecimentos | vii |
| Resumo | x |
| <i>Abstract</i> | xi |
| Lista de figuras | xii |
| Lista de tabelas | xvi |
| Lista de abreviaturas e siglas | xvii |
| 1 INTRODUÇÃO..... | 20 |
| 1.1 Apresentação | 20 |
| 1.2 Objetivo e Finalidade | 21 |
| 2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS | 22 |
| 2.1 Aspectos Gerais da Bacia de Sergipe-Alagoas | 22 |
| 2.2 Evolução Tectono-Estratigráfica | 24 |
| 2.2.1 Sinéclise | 25 |
| 2.2.2 Pré-Rifte | 25 |
| 2.2.3 Rifte | 26 |
| 2.2.4 Pós-Rifte (Sag) | 31 |
| 2.2.5 Drifte | 32 |
| 2.2.6 Rochas Ígneas | 34 |
| 3 REVISÃO CONCEITUAL | 40 |
| 3.1 O Método de Reflexão Sísmica | 40 |
| 3.2 Sismossequências e Padrão de Terminação dos Refletores Sísmicos..... | 44 |
| 3.2.2 Sismofácies..... | 45 |
| 3.3 Estratigrafia de Sequências | 47 |
| 3.3.1 Tratos de Sistema..... | 50 |
| 3.3.2 Ciclos Estratigráficos..... | 52 |
| 3.3.3 Causas dos Ciclos..... | 54 |
| 3.4 Sedimentação em Águas Profundas | 56 |
| 3.4.1 Depósitos Turbidíticos: Elementos Arquiteturais..... | 57 |
| 3.4.2 Hierarquização dos Elementos Arquiteturais..... | 59 |
| 3.4.3 Depósitos Turbidíticos: Corte e Preenchimento..... | 60 |

| | |
|--|-----|
| 4 MATERIAIS E MÉTODOS | 62 |
| 4.1 Materiais | 62 |
| 4.2 Métodos | 64 |
| 4.2.1 Geração do Projeto Sísmico..... | 65 |
| 4.2.2 Aplicação de Atributos Sísmicos..... | 68 |
| 4.3 Interpretação de Horizontes Sísmicos | 70 |
| 5 RESULTADOS | 71 |
| 5.1 Horizontes Sísmicos Regionais | 71 |
| 5.2 Interpretação Sísmica Detalhada do Objeto de Análise do Trabalho | 73 |
| 5.3 Análise de Atributos Sísmicos | 75 |
| 5.4 Mapas e Perspectivas Tridimensionais do Objeto de Análise | 78 |
| 6 DISCUSSÕES | 84 |
| 6.1 Interpretação e Hierarquização das Feições Canalizadas | 84 |
| 6.2 Tipos de Depósitos que Preenchem os Canais | 88 |
| 6.3 Evolução Estratigráfica | 89 |
| 7 CONCLUSÕES | 101 |
| 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 103 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

As bacias da margem continental brasileira, dentre elas a Bacia de Sergipe-Alagoas, possuem uma fisiografia que as subdividem em três domínios diferentes que condicionam três domínios geomorfológicos oceânicos também distintos, quais sejam: plataforma, talude e bacia profunda. Os processos sedimentares e seus depósitos resultantes em cada um destes ambientes deposicionais também são distintos. A área de estudo deste trabalho é o talude da bacia de Sergipe-Alagoas e o caso analisado encontra-se na seção sedimentar de idade eomiocênica ao presente.

O fato de as bacias de margens continentais serem bacias submersas condiciona-as a que seus estudos sejam diretamente dependentes de recursos tecnológicos. Nas últimas duas décadas, a melhoria significativa na aquisição e processamento de dados geofísicos, notadamente de sísmica tridimensional, contribuiu enormemente para o avanço do conhecimento geológico nas bacias de margens continentais, principalmente em suas porções de talude e de bacia profunda. Este trabalho baseia-se integralmente em dados geofísicos e geológicos de poços e em sísmica tridimensional de alta resolução.

Os taludes das bacias de margens continentais passivas ou “rifteadas”, como é o caso da bacia em estudo, foram considerados, durante muito tempo, como locais unicamente de deposição pelágica e hemipelágica, configurando-se como região de passagem de sedimentos arenosos carregados por fluxos gravitacionais para as porções de bacia profunda onde, então, seriam depositados. Todavia, os avanços na qualidade da sísmica tridimensional ocorridos nas últimas duas décadas têm permitido o imageamento com razoável grau de detalhe da seção sedimentar da fase drifte das bacias de margens continentais, como é o caso do objeto de estudado nesta pesquisa. O dado sísmico analisado neste trabalho permitiu o imageamento

detalhado da geomorfologia de paleorelevos marinhos e a interpretação de tipos de depósitos do talude.

Os resultados produzidos corroboram as interpretações mais recentes que dão conta de que os taludes continentais, ao contrário de interpretações mais antigas, não são apenas regiões de passagens de depósitos arenosos, mas também sítios de deposição dos mesmos, uma vez que a superfície do fundo do mar, na região do talude, é muito irregular, favorecendo o desenvolvimento de “*ponds*” que captam os sedimentos arenosos carregados por fluxos gravitacionais.

Este trabalho propõe uma interpretação estratigráfica, dentro do contexto da Estratigrafia de Sequências, para o desenvolvimento dos canais imageados na sísmica e de seus respectivos preenchimentos.

1.2 Objetivo e Finalidade

A **motivação** pela escolha da bacia de Sergipe-Alagoas como objeto de estudo se deu pelo fato de que essa bacia se trata de umas das próximas fronteiras exploratórias do Brasil e, ao contrário das outras bacias da margem leste brasileira, ainda não é intensivamente estudada.

O **objetivo geral** desse trabalho é a análise estratigráfica da escavação e do preenchimento de canais na seção sedimentar de idade miocênica ao presente em uma área do talude continental da bacia de Sergipe-Alagoas através da interpretação de dados sísmicos tridimensionais e de dados geofísicos e geológicos de poços. A **finalidade** é contribuir cientificamente com a produção de um modelo de caráter genérico e predizível para o entendimento dos processos atuantes e depósitos resultantes em situações semelhantes em outras bacias. Os objetivos específicos são:

- (i) identificação e individualização de feições canalizadas através de mapeamento e interpolação de horizontes sísmicos;

- (ii) hierarquização e contextualização estratigráfica e deposicional das feições canalizadas identificadas e individualizadas;
- (iii) interpretação de tipos de depósitos que preenchem as feições canalizadas;
- (iv) estabelecimento de um arcabouço estratigráfico para a seção sedimentar analisada.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

2.1 Aspectos Gerais da Bacia de Sergipe-Alagoas

A bacia de Sergipe-Alagoas (BSA) está localizada na região Nordeste do Brasil e ocupa a faixa litorânea dos estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco além da porção marítima adjacente. Possui forma alongada, com extensão de 350 km, na direção N45°E limitada pelos paralelos 9° e 11° 30'S e meridianos 37° e 35° 30'O (Figura 1). Segundo Lana (1990), a bacia apresenta uma área total de 34.600km², dos quais cerca de 12.000km² correspondem à parte emersa e 22.600km² à porção marítima até a isóbata de 2.000m. Trabalhos mais recentes como (Saunders *et al.*, 2015) delimitaram a área da porção marítima com 31.750km², aumentando a extensão da bacia em direção a águas ultra-profundas. O limite marítimo não é bem definido, mas, a partir de 2010, foram feitas descobertas pela Petrobras em isóbatas maiores do que 3.000m (Saunders *et al.*, 2015).

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma das bacias cretáceas da margem continental mais estudadas do Brasil, porém a grande maioria dos trabalhos referem-se às fases pré-rifte e rifte, visto que as seções sedimentares aflorantes na porção emersa da bacia pertencem em grande maioria a estas duas fases de desenvolvimento tectônico. Diferentes interpretações são dadas para a evolução tectono-estratigráfica destas duas fases as quais produzem resultados que implicam na quantidade de sub-bacias que compõem a bacia como um todo.

Historicamente o alto estrutural do embasamento conhecido como “alto de Japoatã-Penedo” tem sido identificado como o divisor da BSA em duas sub-bacias, Alagoas ao norte e

Sergipe ao sul (Feijó, 1994; Azambuja e Arienti, 1998; Feijó e Vieira, 1991) (Figura 1). Outros autores como Souza-Lima *et al.* (2002) consideram que a bacia de Sergipe-Alagoas consiste em quatro sub-bacias: Jacuípe; Sergipe; Alagoas; Cabo. As quatro com diferentes histórias tectono-estratigráficas e preenchimentos distintos. De acordo com estes autores, o alto do Rio Real separa a sub-bacia de Sergipe da sub-bacia do Jacuípe, aquela que localiza mais ao sul. As sub-bacias de Sergipe e de Alagoas são separadas pelos altos de Japoatã e Penedo, situados ao longo do rio São Francisco, ao passo que o Alto de Maragogi separa a sub-bacia de Alagoas da sub-bacia do Cabo, a que se localiza mais ao norte.

Mais recentemente, Campos Neto *et al.* (2007) retomaram a interpretação de Feijó (1994) e propuseram a divisão em duas sub-bacias, quais sejam, Sergipe e Alagoas e sugeriram cartas estratigráficas individualizadas para cada uma já que seus preenchimentos sedimentares e o estilo tectônico são variáveis. É importante ressaltar que discussão da evolução tectônica e estratigráfica da BSA é muito relevante para a porção emersa e de águas rasas onde predominam as fases pré-rifte e rifte, porém, nas regiões de águas profundas da bacia onde predomina a seção sedimentar da fase drifte, não há diferença tectônica e estratigráfica conspícua que justifique qualquer separação entre distintas sub-bacias.

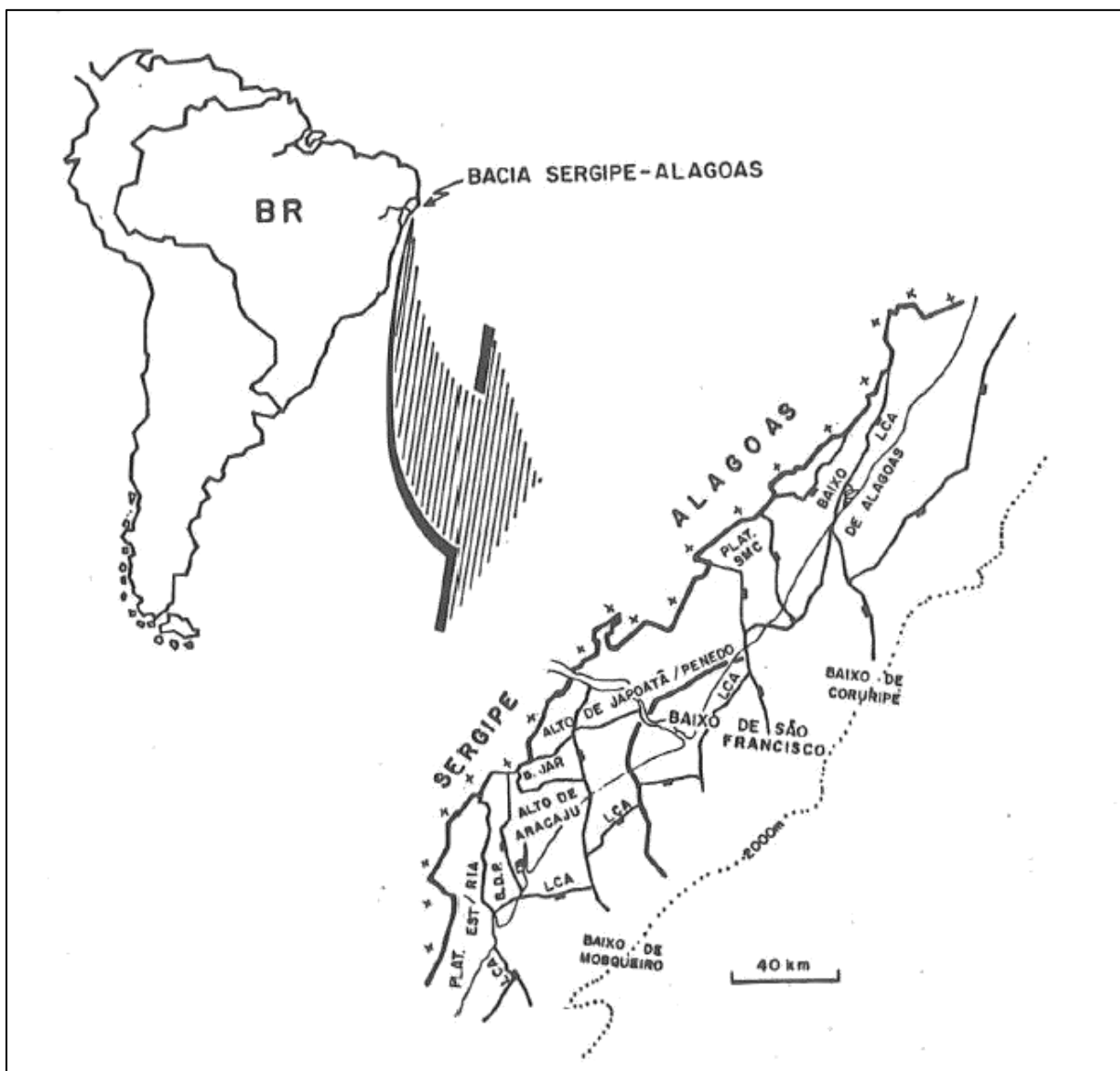


Figura 1 - Mapa de localização e estrutural do embasamento da porção terrestre e marinha rasa da Bacia de Sergipe-Alagoas. (Feijó e Vieira, 1991).

2.2 Evolução Tectono-Estratigráfica

Campos Neto *et al.* (2007) dividiram a evolução tectono-estratigráfica da BSA em cinco fases tectono-sedimentares: Sinéclise, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte; separadas, no registro sedimentar, por discordâncias regionais e caracterizadas por mudanças nítidas nos padrões deposicionais e nos estilos tectônicos. Estas cinco fases referem-se a registros sedimentares que aparecem na área geográfica da BSA, mas, que não necessariamente estão relacionados aos processos geodinâmicos resultantes da tafrogenia cretácea que culminou com a separação entre

América do Sul e África e que deu origem à bacia cretácea tida e reconhecida como bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 4, Figura 5, Figura 6 e Figura 7).

2.2.1 Sinéclise

Essa fase representa o registro sedimentar das sinéclises paleozoicas que cobriam extensas áreas do supercontinente Gondwana. As grandes sinéclises paleozoicas brasileiras evoluíram ao longo de duas fases principais, denominadas talassocrática (Siluriano ao Permiano) e geocrática (Triássico ao Jurássico) (Hasui *et al.*, 2012).

Na fase talassocrática, formam-se as sinéclises, que são grandes áreas deprimidas. As áreas altas adjacentes passaram a fornecer sedimentos para preenchê-las, que na BSA correspondem à Formação Batinga que são conglomerados e diamictitos glaciais subaquosos (Membro Mulungu) e arenitos, siltitos e folhelhos de leques deltaicos (Membro Boacica) (Campos Neto *et al.*, 2007). O padrão de empilhamento dessas unidades é predominantemente transgressivo, o que é correlacionável com as outras sinéclises paleozoicas brasileiras (Hasui *et al.*, 2012).

Na fase geocrática, a quiescência tectônica é extrema e a plataforma sul-americana sofre ascensão como um todo, não favorecendo a acumulação de sedimentos. Não ocorrem mais incursões marinhas e apenas delgadas capas sedimentares de natureza desértica constituem o registro desta fase. Na BSA, o registro sedimentar é constituído pela Formação Aracaré que é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo, no qual folhelhos pretos são encimados por arenitos e calcarenitos de ambiente desértico.

2.2.2 Pré-Rifte

Essa fase representa o início da fase de ativação Mesozoica que culminou na abertura do Atlântico-Sul com sedimentação em ambiente tectônico ainda calmo, quando o soerguimento crustal causado pelo entumescimento do manto gerou uma série de depressões periféricas. Tais depressões são denominadas em conjunto como depressão afro-brasileira. A BSA constituía um dos segmentos da depressão afro-brasileira. Nessa fase, depositaram-se os folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras e os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro. Por fim, esse lago foi colmatado por um sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico que depositou os arenitos da Formação Serraria (Campos Neto et al., 2007).

2.2.3 Rifte

A fase rifte corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, em que a sedimentação foi fortemente influenciada pelo intenso falhamento intrínseco ao processo de ruptura continental, gerando estratos com grandes variações laterais de fácies e de espessura. O começo do rifte ocorreu no início do andar Rio da Serra ao instalar-se o lago profundo da Formação Feliz Deserto que evidencia um progressivo aumento na taxa de subsidência (Campos Neto et al., 2007). Outros autores como Feijó (1994) propõem que o início do rifte ocorreu no fim do andar Rio da Serra.

Durante os andares Aratu, Buracica e Jiquiá, ainda no primeiro pulso tectônico do rifte, foram formados hemi-grabens escalonados (*en échelon*) preenchidos a partir da borda pelos conglomerados de leques aluviais da Formação Rio Pitanga, arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo afastando-se da borda e pelos folhelhos e arenitos finos deltaicos-lacustres da Formação Barra de Itiúba mais distalmente. Nas porções rasas da Sub-bacia de Sergipe, durante os períodos de baixo aporte sedimentar, ocorria a deposição das coquinas de bivalves da Formação Morro do Chaves. Nessa época, a tectônica rúptil não era notória na Sub-bacia de

Alagoas, ausentando os depósitos de leques aluviais de borda de falha da Formação Rio Pitanga nessa localidade. O denominado Folhelho Buracica denota o nível máximo desse lago no final do andar Buracica. A partir do Eojiquiá, o lago foi colmatado pelos sedimentos das Formações Rio Pitanga e Penedo (Campos Neto et al., 2007).

A bacia divide-se em compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas com direções e rejeitos variados (Figura 2). Os rejeitos mais expressivos, alguns superiores a 5km, estão relacionados às direções N45°E, N-S e ENE. As falhas N-S, mais antigas, estão dispostas de forma escalonada (*en échelon*) em relação à direção de estruturação da bacia (N45°E). Esse padrão escalonado é frequente para outros elementos estruturais também, como blocos do embasamento mais rasos, depocentros de idade Neocomiana e segmentos de falhas N-S e E-W na Linha de Charneira Alagoas (Lana, 1990).

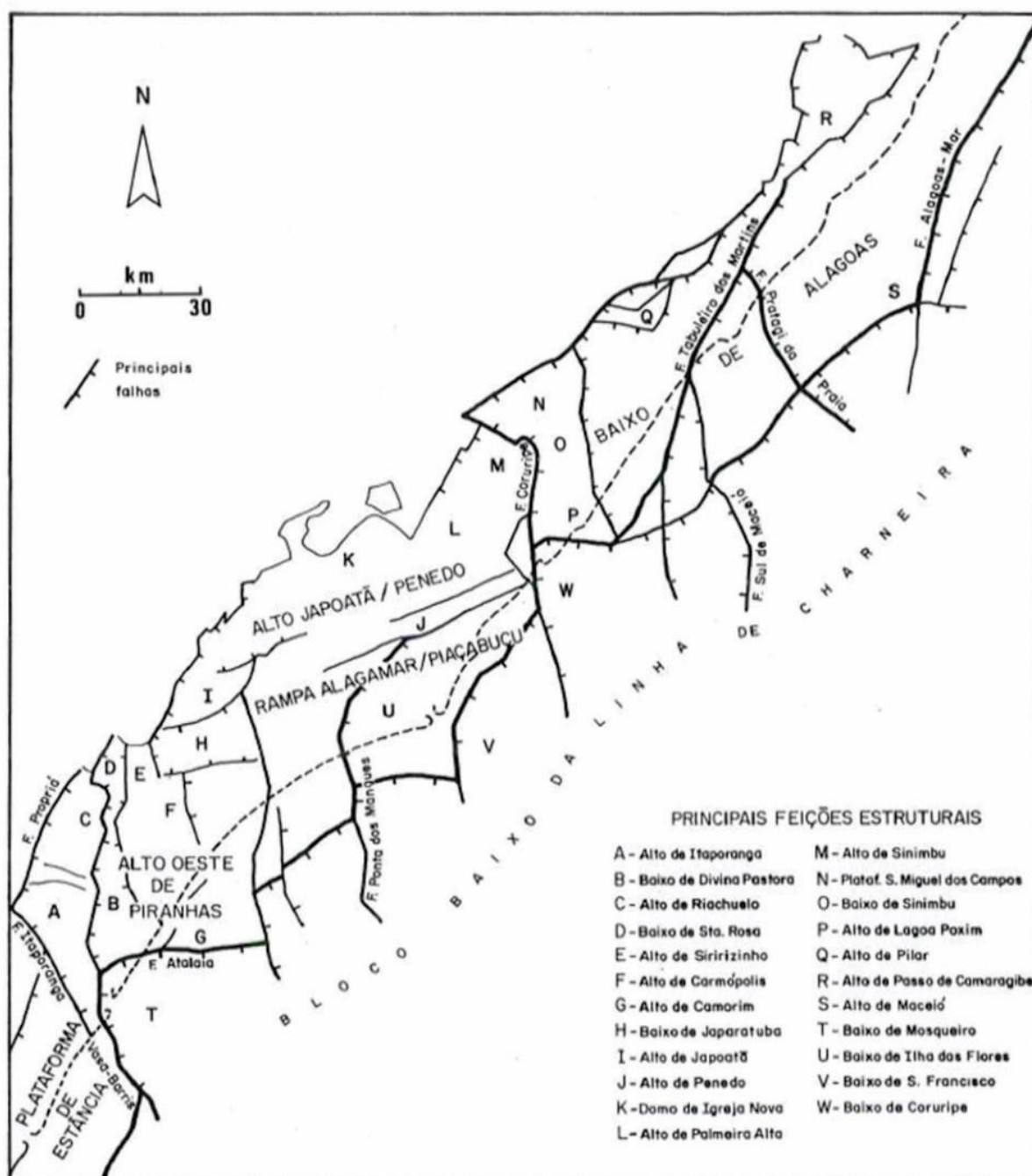


Figura 2 - Arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e feições estruturais. (Lana, 1990).

O padrão *en échelon* foi resultado do movimento anti-horário de rotação da África em relação à América do Sul durante o rifteamento continental Eocretáceo (Szatmari e Milani, 1999). Esse movimento foi transferido para a microplaca de Sergipe com o mesmo sentido, porém de forma mais lenta (Figura 3). O resultado desse regime de tensões foi a instalação de um padrão de falhamento transcorrente-sinistral a longo da borda leste da microplaca que gerou

Do Neojiquiá ao Eoalagoas, o componente distensional se intensifica com rifteamento na direção NE-SW formando falhas normais e a Linha de Charneira Alagoas. Essa mudança no movimento marca a consolidação da Microplaca de Sergipe no continente sul-americano. A rotação anti-horária relativa à América do Sul parou provavelmente devido ao aumento da compressão ao Norte e mudança na direção de distensão ao Sul (Szatmari e Milani, 1999). Esse segundo pulso de rifteamento teve maior intensidade e propagou-se por toda bacia. Novamente com uma alta taxa de subsidência e sedimentação, instalou-se um novo sistema alúvio-deltaico e lacustre que depositou a Formação Coqueiro Seco. Essa sequência é composta pelas formações Rio Pitanga, Poção, Coqueiro Seco e Morro do Chaves. Na parte proximal da SBS predominava a deposição dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e dos carbonatos da Formação Morro do Chaves, enquanto nas porções distais a sedimentação era deltaica-lacustre, com os arenitos e folhelhos da Formação Coqueiro Seco. Na SBA, os depósitos alúvio-deltaicos e lacustres da Formação Coqueiro Seco prevaleciam em relação aos conglomerados aluviais da Formação Poção que é equivalente à Formação Rio Pitanga na SBS (Campos Neto et al., 2007).

O final do segundo pulso tectônico, no Eoalagoas (Eoaptiano), foi bastante intenso e delineou a linha de charneira Alagoas. A porção emersa sergipana e parte da alagoana foram soerguidas, marcando a grande discordância chamada de Pré-Neo-Alagoas. Na SBA, ocorreu a deposição dos evaporitos “Paripueira”, ainda durante a fase rifte, no Eoalagoas, o que é diferente de todos os outros evaporitos das bacias cretáceas brasileiras, inclusive os que ocorrem na sub-bacia de Sergipe, que são datados no Neoalagoas (Neoaptiano), interpretados como tendo sido precipitados a partir de uma salmoura marinha com influência continental marcando assim a ocorrência de incursão marinha nesta porção do antigo continente Gondwana, a qual à época localizava-se no interior do continente muito distante de qualquer linha de costa (Dias, 2005). Como última manifestação da fase rifte foram depositados também os arenitos,

folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió, em leques alúvio-deltaicos e ambiente do tipo sabkha.

2.2.4 Pós-Rifte (Sag)

A fase pós-rifte também é chamada de fase *sag* ou, ainda, fase transicional por diferentes autores (Ponte, F. C.; Asmus, 1976, Cainelli, 1992 e Cruz, 2008). Esta fase compreende a seção sedimentar que sobrepõe os depósitos da fase rifte, porém é anterior à ruptura continental do Gondwana. A fase pós rifte é caracterizada por um arrefecimento generalizado da tectônica rifte. O padrão estratal observado em todas as bacias da margem continental brasileira sugere que esta fase denominada de “pós-rifte” teve como principal controlador da subsidência bacinal, portanto, principal gerador de espaço para deposição, a subsidência térmica (Feijó, 1994; Santos *et al.*, 1994; Lopes, 2017). Todavia, Cruz et al. (2008) sugerem que na bacia de Sergipe-Alagoas, mesmo durante a fase pós-rifte, as principais falhas da fase rifte continuaram ativas apesar de não com a mesma intensidade da fase anterior.

A fase pós-rifte da bacia de Sergipe-Alagoas, como de todas as outras bacias da margem continental leste brasileira ocorreu durante o andar Alagoas e foi o último estágio antes da ruptura continental (com exceção da bacia de Pernambuco-Paraíba). Litoestratigraficamente esta fase compreende somente a Formação Muribeca a qual, na sub-bacia de Sergipe, é composta pelos membros: (1) Carmópolis, conglomerados fluviais depositados próximos à borda da bacia; (2) Ibura, evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos; e (3) Oiteirinhos, intercalações de folhelhos e calcilutitos. Durante esta fase, aconteceu uma grande incursão marinha, ainda sobre crosta continental, que resultou na deposição dos haletos do Membro Ibura da Formação Muribeca. Na sub-bacia de Alagoas não ocorre o Membro Oiteirinhos (Campos Neto et al., 2007).

2.2.5 Drifte

A partir do Albiano, após a ruptura do Supercontinente Gondwana que deu origem aos continentes Africano e Sul-americano, instaurou-se na região, o que viria ser a margem continental leste brasileira, dando início ao desenvolvimento da fase drifte das bacias envolvidas no processo de ruptura continental.

Inicialmente, o mecanismo primário gerador de espaço para deposição foi a subsidência termal pós-*breakup* causada pelo resfriamento da litosfera como consequência do afastamento do centro de espalhamento oceânico (cadeia meso-oceânica) da nova margem do continental recém-criada (Allen e Alen, 2013). Neste contexto tectônico-deposicional, em um período que foi do Albiano até o Coniaciano, a bacia esteve sob condições de progressiva transgressão marinha o que permitiu inicialmente a deposição de sedimentação típica de rampa mista (siliciclástica-carbonática) rasa a qual foi progressivamente afogada até o total desaparecimento da sedimentação siliciclástica com a prevalência do desenvolvimento de uma vasta rampa carbonática com depósitos de alta energia (calcarenitos) na porção proximal e de baixa energia (margas e folhelhos) na porção distal.

Campos Neto et al. (2007) chamaram esta fase deposicional inicial da fase drifte da bacia de “fase marinho transgressiva”. Apesar de interpretarem um cenário geral de transgressão do oceano sobre a bacia neste tempo que vai do Albiano até o Coniaciano, aqueles autores reconhecem que esta progressiva transgressão foi pontuada por eventos regressivos de mais alta frequência. Mais especificamente foram reconhecidos 3 (três) eventos regressivos os quais, segundo os autores, subdividiram os depósitos da fase marinho transgressiva em 4 (quatro) sequências deposicionais.

Litoestratigraficamente, a fase marinho-transgressiva é representada pelo Grupo Sergipe que contém as formações Riachuelo e Cotinguiba. A Formação Riachuelo subdivide-se nos

membros Angicos (conglomerados e arenitos proximais); Maruim (carbonatos de alta a média energia: oólitos e oncólitos); Taquari (carbonatos de baixa energia: calcilutitos e margas, e folhelhos). A Formação Cotinguiba subdivide-se nos membros Sapucarí (calcilutitos maciços e brechoides na porção proximal), e Aracajú (calcilutitos, margas e folhelhos na porção mais distal da bacia). Na sub-bacia de Sergipe não ocorre o Membro Sapucarí.

Ao final do Coniaciano, cerca de 25 milhões de anos após a ruptura continental, a taxa de subsidência devida à subsidência termal já era bem mais baixa que nos primeiros milhões de anos após a ruptura, assim sendo, a transgressão marinha cessou e, em associação com as quedas de mais alta frequência do nível de base, os sistemas terrígenos começaram a “progradar” para dentro da bacia. Neste momento, iniciou-se a fase que Campos Neto et al. (2007) denominam de “fase marinho regressiva” que se estendeu até o início do Oligoceno. Esta fase, no geral, representa uma regressão normal, ou progradação. Apesar de, em uma escala de tempo de dezenas de milhões de anos, a tendência geral ser regressiva, em uma escala de unidades de milhões de anos (mais alta frequência), ocorreram transgressões sempre separadas por eventos de regressões forçadas.

A partir do início do Oligoceno, a sedimentação passou a ter um padrão agradacional que persistiu até o Eomioceno. No Plioceno, um novo evento regressivo proporcionou a deposição dos arenitos costeiros da Formação Barreiras na porção terrestre da bacia. O limite inferior do Pleistoceno é uma discordância de 1,6 Ma que corresponde a uma queda eustática global (Campos Neto et al., 2007). Outros autores como Arai (2006) consideram que a discordância que proporcionou a deposição da Formação Barreiras data do Tortoniano quando houve um rebaixamento eustático global que ocasionou um extenso evento erosivo nas áreas emersas e a formação de cunhas fortemente progradantes na porção submersa das bacias submersas. A discordância do Plioceno teria proporcionado um segundo ciclo de deposição da Formação Barreiras.

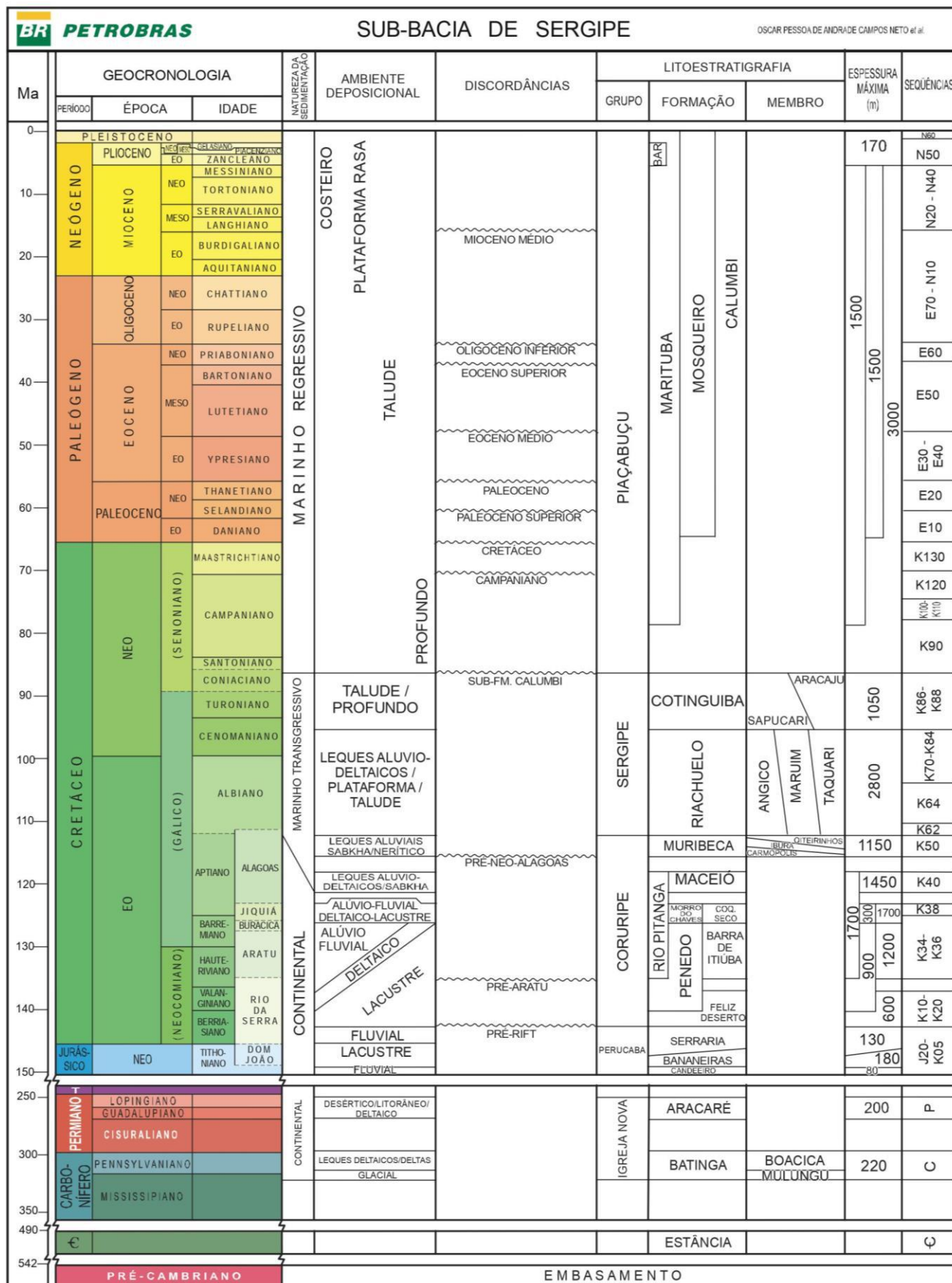
A versão mais recente da carta estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas publicada por Campos Neto et al. (2007) mostra, para a fase marinho regressiva (progradação mais agridação), a individualização de 12 (doze) seqüências deposicionais (de acordo com o conceito de Posamentier e Vail (1988)) na sub-bacia de Sergipe e 10 (dez) na sub-bacia de Alagoas. Variações relativas do nível global dos mares são interpretadas como os principais controladores do desenvolvimento das seqüências deposicionais identificadas. Descidas relativas do nível do mar e consequentemente do nível de base na bacia expuseram a plataforma e propiciaram condições para o aparecimento de feições erosivas no talude continental como canais e canyons provocados por fluxos gravitacionais erosivos.

Litoestratigraficamente, a fase marinho-regressiva é representada pelo Grupo Piaçabuçu, o qual é composto por 3 (três) formações: Marituba, Mosqueiro e Calumbi. As disposições destas três formações conformam os ambientes deposicionais de plataforma, talude e bacia profunda respectivamente. Esta configuração geométrica (plataforma-talude-bacia profunda) é típica das bacias de margens continentais maduras como são os casos das bacias da Margem Continental Brasileira e são o resultado da progradação da pilha sedimentar durante a fase marinho regressiva que no caso da bacia de Sergipe-Alagoas tem se dado desde o final Coniaciano, ou seja, desde cerca de 85 Ma.

A Formação Marituba é representada pelos depósitos siliciclásticos (arenitos e folhelhos) plataformais. A Formação Mosqueiro, pelos carbonatos de borda de plataforma. Estes carbonatos se instalaram ainda no Paleoceno e têm se desenvolvido até o tempo presente. A formação Calumbi é composta por folhelhos depositados no talude e na porção de bacia marinha profunda. Imersos nos folhelhos da formação Calumbi, aparecem depósitos arenosos turbidíticos preenchendo calhas (canyons e canais) no talude e sob a forma de leques de assoalho de bacia no sopé do talude continental e na bacia profunda. Estes turbiditos também são considerados com parte da Formação Calumbi.

2.2.6 Rochas Ígneas

Há a ocorrência de corpos ígneos de natureza desconhecida interpostos às rochas sedimentares em águas profundas da bacia de Sergipe-Alagoas. Para Mohriak, Enciso e Nemc (2008), esses eventos ocorreram no final do Alagoas e no Turoniano, mas não são descartadas ativações mais jovens visto que altos vulcânicos cortam sedimentos do Paleógeno. Conforme a aproximação com a crosta oceânica, a ocorrência de rochas ígneas se torna frequente e estão relacionadas com o magmatismo que resultou na formação da crosta a partir do Neo-Alagoas.



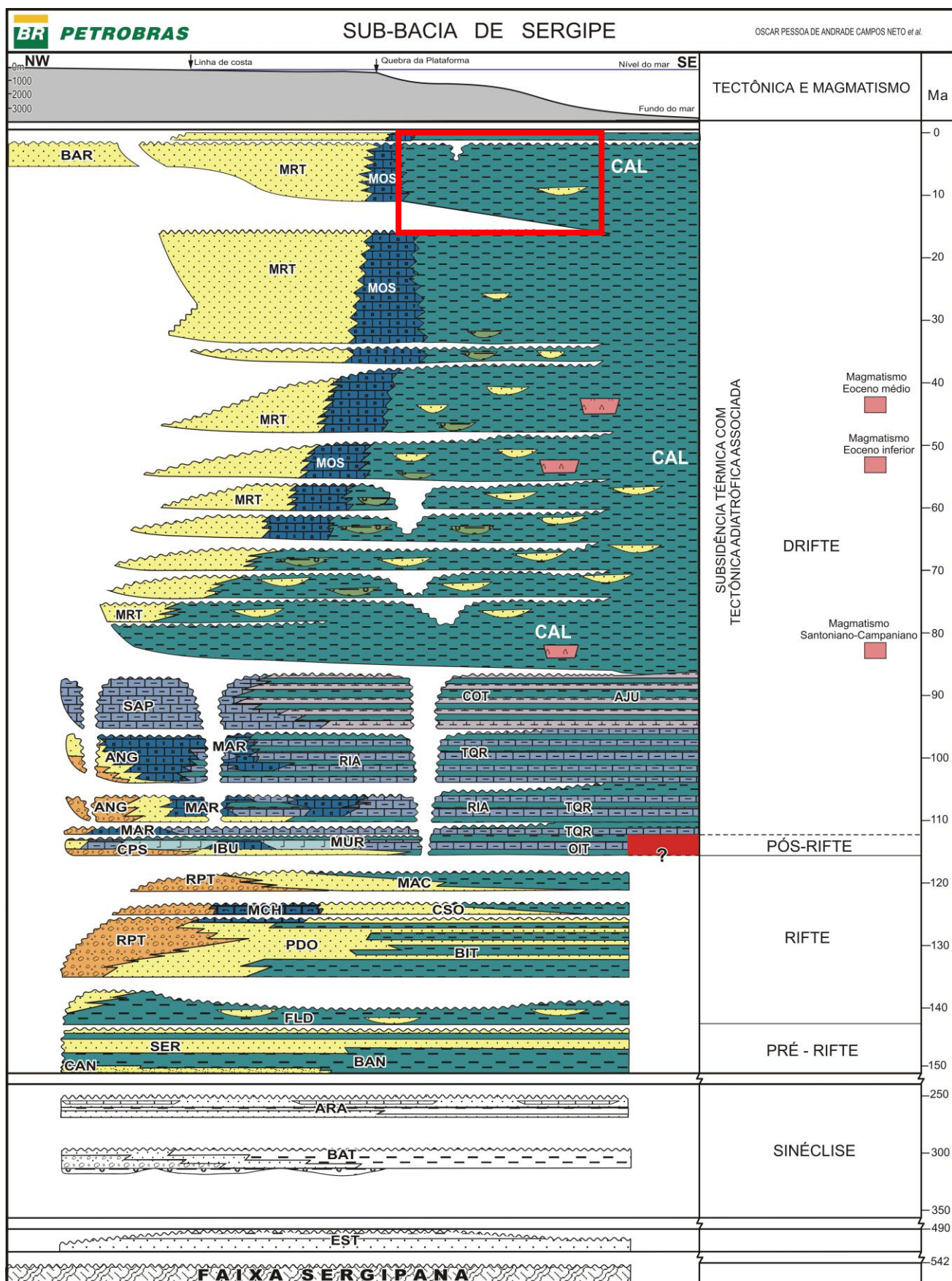


Figura 5 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Sergipe com destaque para o intervalo estratigráfico do objeto de estudo desse trabalho (Campos Neto et al., 2007).

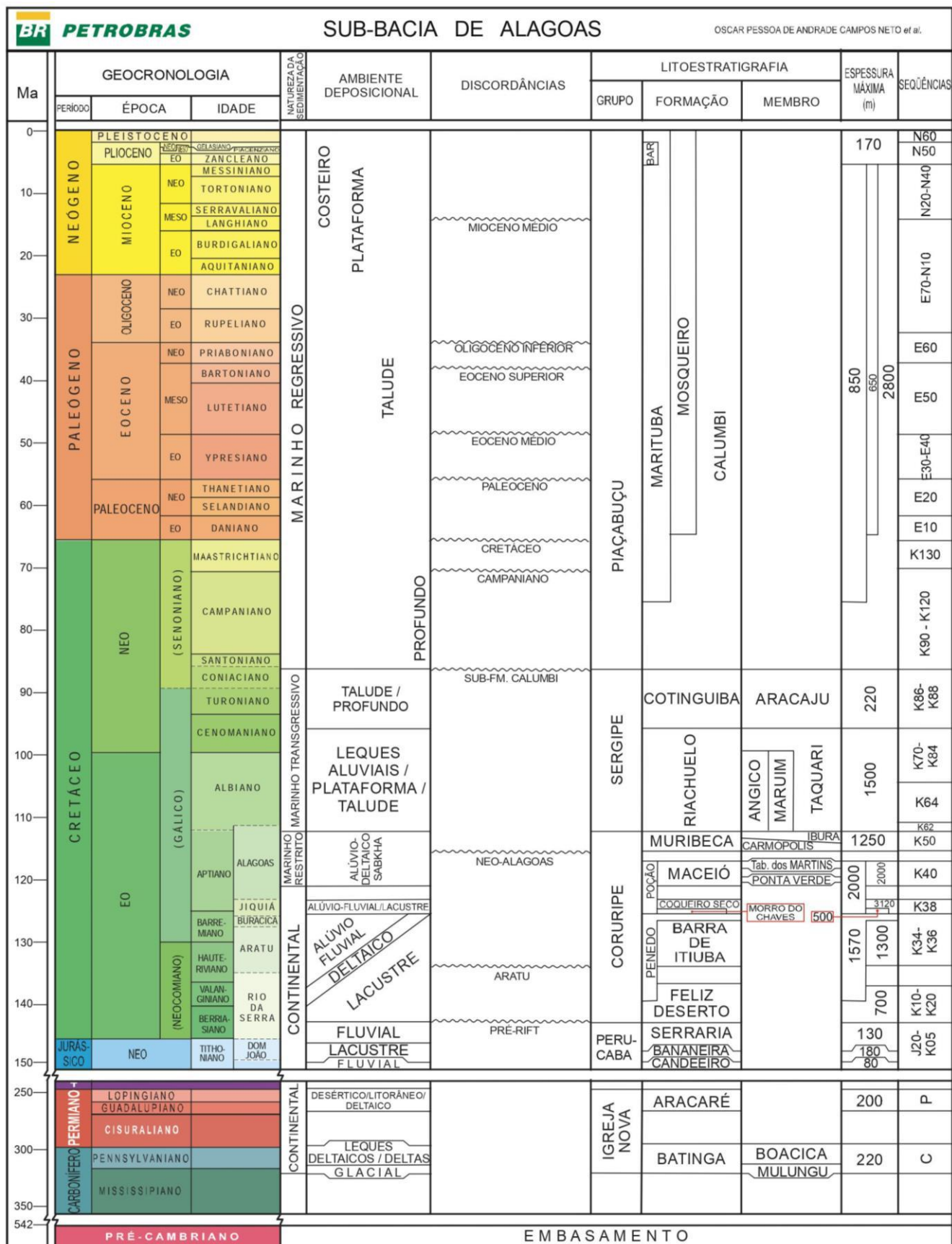


Figura 6 - Carta Estratigráfica da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

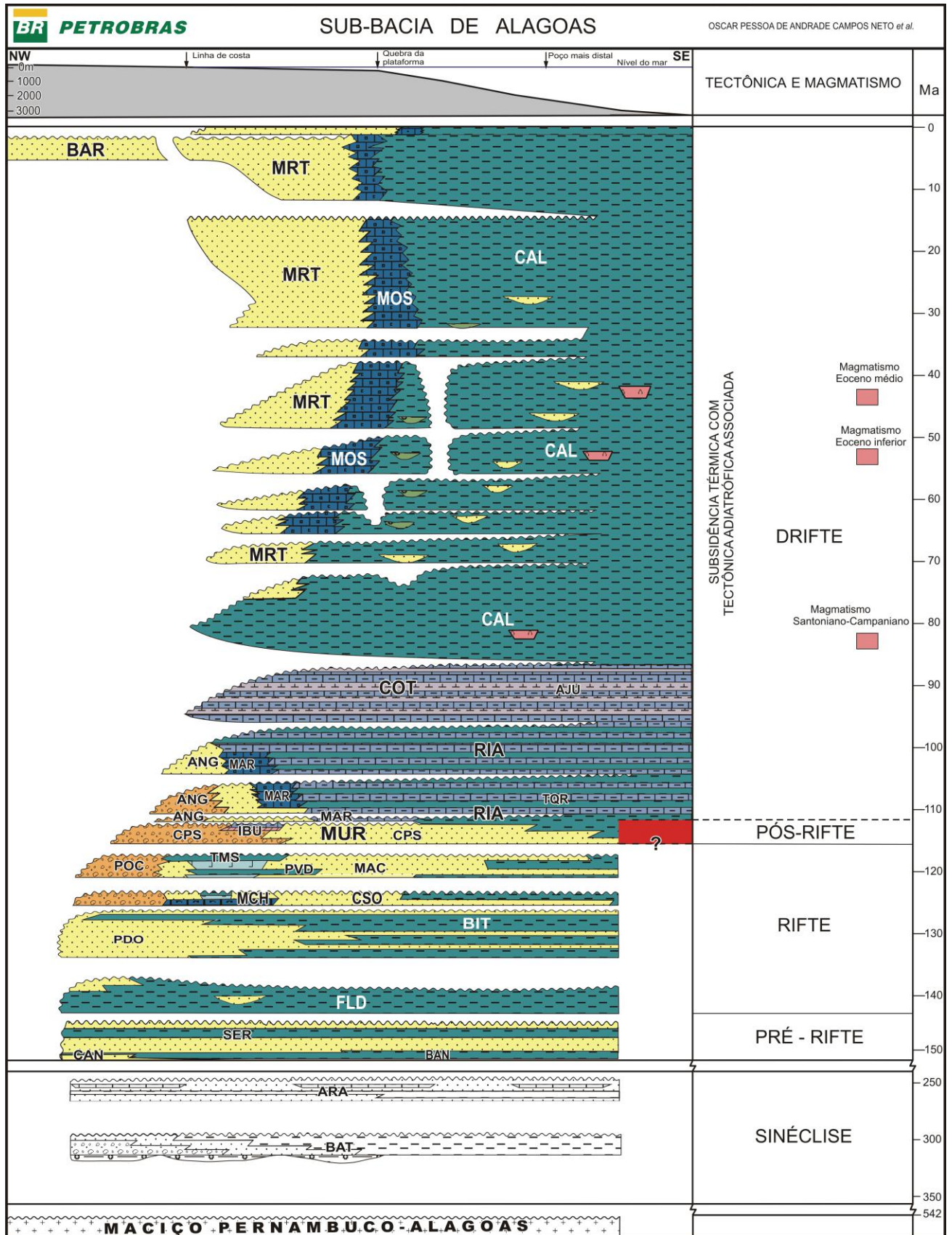


Figura 7 - Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

3 REVISÃO CONCEITUAL

3.1 O Método de Reflexão Sísmica

A sísmica de reflexão é a técnica geofísica mais utilizada na indústria de petróleo e gás como ferramenta exploratória, porém, também tem sido usada para fins acadêmicos e científicos uma vez que permite o imageamento, em alguns casos em três dimensões, da subsuperfície não acessível por estudos geológicos de campo. As técnicas de aquisição e de processamento da sísmica de reflexão têm experimentado um intenso aprimoramento tecnológico e científico o que tem permitido uma sensível melhoria tanto qualitativa quanto quantitativa dos dados a serem analisados. O fundamento da sísmica de reflexão, como o nome diz, baseia-se na emissão artificial de pulsos vibratórios (ondas sísmicas) que se propagam em todas as direções, transmitindo energia. (Silva, 2008).

As ondas sísmicas necessitam de um meio para se propagarem. Por isso, são classificadas como ondas mecânicas. As principais ondas mecânicas são (Figura 8):

- **Ondas P** (ondas primárias), que são ondas compressivas (longitudinais), isto é, fazem com que a matéria seja alternadamente comprimida e distendida na direção de propagação, ou seja, a onda vibra na mesma direção de propagação. Análogas à propagação de uma onda ao longo de uma mola. São as ondas de maior velocidade e por isso são denominadas primárias. (W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009).
- **Ondas S** (ondas secundárias), que são ondas transversais ou de cisalhamento, isto é, fazem com que a matéria seja deslocada perpendicularmente à direção de propagação. Análogas à propagação de uma onda ao longo de uma corda de violão.

Como os fluidos não suportam forças de cisalhamento, essas ondas propagam-se apenas em materiais sólidos. (W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009).

- **Ondas R** (ou ondas de Rayleigh), que se propagam como as ondas na superfície da água. O movimento das partículas individuais descreve uma elipse retrógrada alinhada no plano vertical. Pode ser visualizado como uma combinação de ondas P e S. A amplitude do movimento das partículas decresce exponencialmente com o aumento da profundidade. (W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009).
- **Ondas L** (ou ondas Love), que são essencialmente ondas de cisalhamento que se propagam horizontalmente (o movimento das partículas acontece apenas no plano horizontal). (W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009).

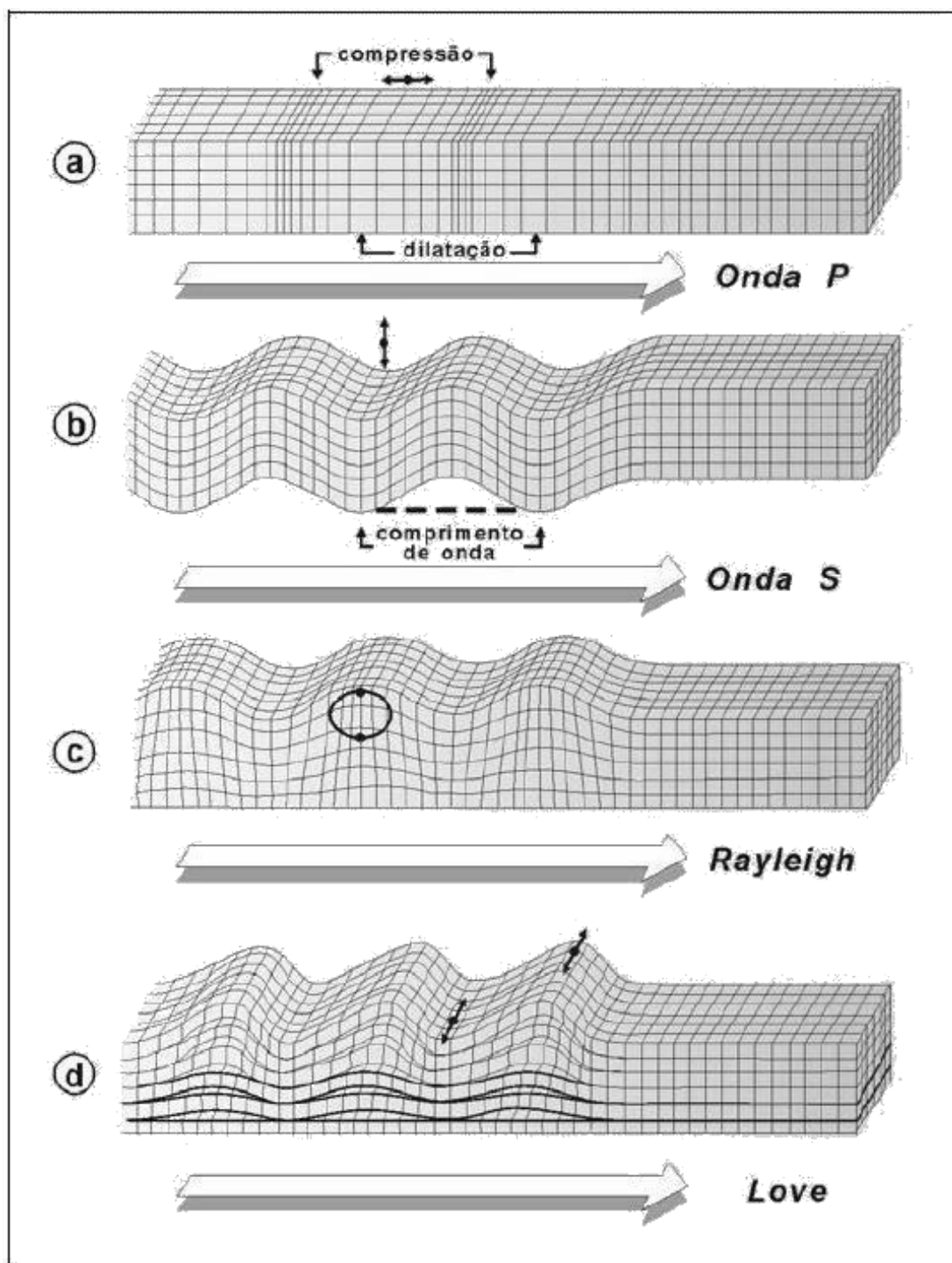


Figura 8 - Principais tipos de propagação de ondas sísmicas - Ondas P (a), Ondas S (b), Ondas Rayleigh (c) e Ondas Love (d). (Modificado de W. Teixeira, T. Fairchild, M. C. M. Toledo, 2009).

O método sísmico utiliza o fato de que ondas sísmicas se propagam com diferentes velocidades em diferentes tipos de rochas. O sinal é refletido sempre que a onda sísmica encontra uma superfície com impedância acústica (produto da velocidade de propagação da

onda pela densidade do meio) diferente daquele onde está se propagando (Neto, 2001). Estas interfaces contrastantes aparecem nos registros sísmicos como refletores sísmicos denominados horizontes. Desta forma, os horizontes sísmicos representam interfaces entre meios com características físicas diferentes. Apesar de todo o avanço tecnológico e científico envolvido no refinamento das técnicas de aquisição e processamento da sísmica de reflexão há uma limitação no que se refere à resolução vertical que a sísmica fornece. Entende-se por resolução vertical de um dado sísmico a espessura mínima de um determinado meio com características físicas semelhantes cuja sísmica consiga definir topo e base. Definir topo e base significa que um pulso sísmico de determinada amplitude, positiva ou negativa, marque seu topo e o pulso seguinte, visualizado no dado sísmico, marque sua base. A resolução vertical de um dado sísmico é função do comprimento de onda, que por sua vez, é uma função da frequência de aquisição do dado e da velocidade de propagação da onda sísmica no meio (Widess, 1973). Sísmica com resolução muito alta, normalmente aquisições 3D em porções rasas de bacias marinhas, conseguem individualizar meios, informalmente chamados de camadas, de no mínimo 10m. Por outro lado, sísmica 2D de baixa resolução em bacias terrestres ou em porções profundas de bacias marítimas tem resolução vertical acima de 30m.

De uma maneira simplista costuma-se dizer que os horizontes sísmicos representam interfaces entre camadas geológicas. Todavia, considerando o conceito estratigráfico de “camada” como a menor unidade litoestratigráfica, tendo, normalmente, espessura que varia de menos de um metro a alguns metros (Neundorf, Jr. e Jackson, 2005) é de se esperar que as mesmas estejam abaixo da resolução vertical da sísmica, mesmo sísmica 3D de alta resolução.

Apesar do exposto acima, horizontes sísmicos podem sim representar topos de camadas razoavelmente delgadas com espessura bem abaixo da resolução vertical do dado sísmico em questão, basta que para isso haja contraste de impedância entre os dois meios envolvidos na interface e que o meio sotoposto tenha espessura acima do nível de resolução da sísmica. Não

obstante, a camada delgada que teve seu topo marcado por um horizonte sísmico, não terá sua base definida, posto que, por ser delgada, esta encontra-se a abaixo do nível de resolução vertical da sísmica.

Neste trabalho será usado sísmica 3D de alta resolução e como o intervalo estratigráfico analisado é razoavelmente raso, a resolução vertical como demonstrado no item Materiais e Métodos é de aproximadamente 15 m.

3.2 Sismoestratigrafia

Uma sismossequência ou sequência sísmica consiste em uma subdivisão da seção sísmica em conjuntos de refletores concordantes separados por superfícies de descontinuidades indicadas por terminações sísmicas (Mitchum, Vail e Thompson, 1977). Os padrões de terminação de refletores sísmicos definem superfícies que delimitam tratos de sistema e/ou sequências. Os padrões mais utilizados na interpretação sismoestratigráfica estão ilustrados na Figura 9.

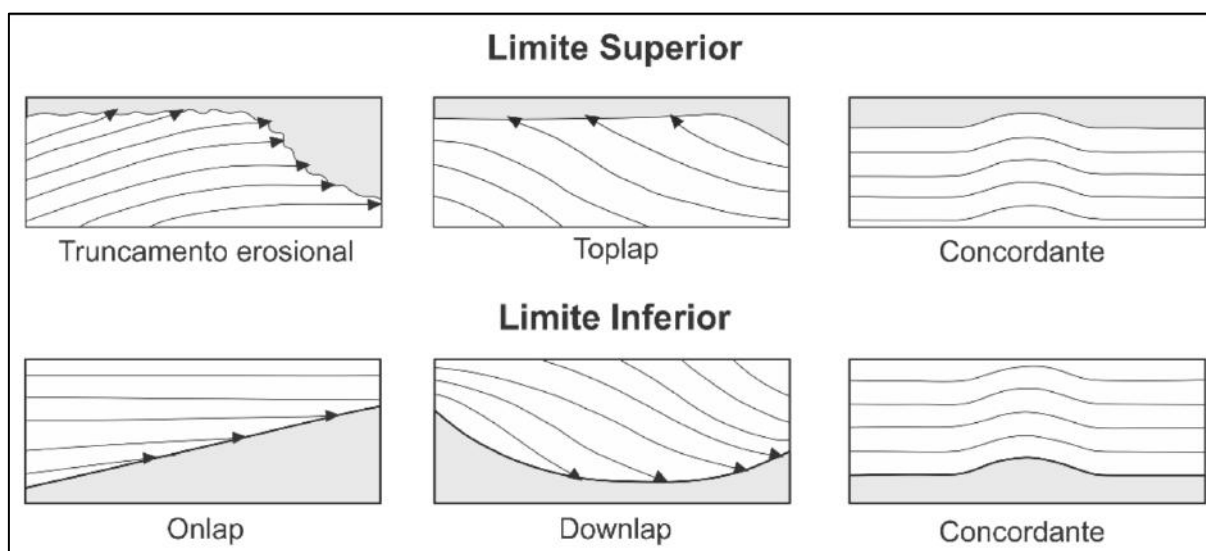


Figura 9 - Padrões de terminação de refletores sísmicos mais utilizados na interpretação sismoestratigráfica. (Severiano Ribeiro, 2001).

3.2.1 Sismofácies

A análise de fácies sísmicas ou sismofácies consiste no reconhecimento dos padrões de refletores sísmicos dentro de sismossequências (Figura 10). A organização e a geometria interna dos refletores implicam em diferentes significados geológicos. (Mitchum, Vail e Thompson, 1977). Abaixo, o significado geológico de cada padrão é discutido segundo a concepção de Cruz, 2008 *apud* Ribeiro, 2001.

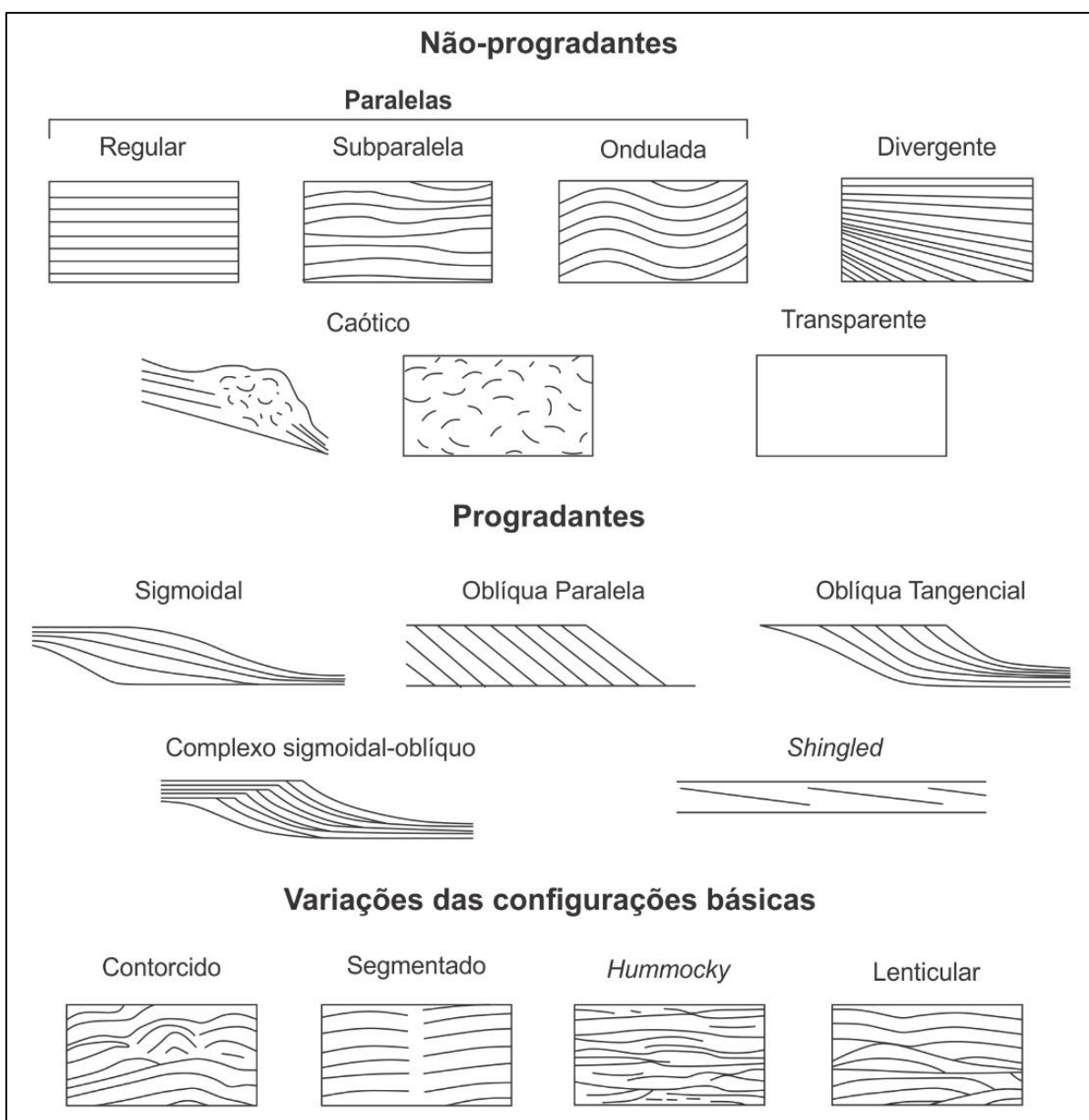


Figura 10 - Principais configurações de sismofácies. (Cunha, 2018).

- As sismofácies **paralelas** indicam taxa de deposição constante sobre uma superfície estável ou com subsidência uniforme.
- O padrão **divergente** indica variação lateral na taxa de deposição e/ou inclinação do substrato.
- A sismofácie **caótica** indica ambiente de alta energia e/ou deformações sin/pós-deposicionais (dobramentos, falhas, escorregamentos e estratificações convolutas).
- A sismofácie **transparente** pode ser resultado de intensa deformação ou representar litologias homogêneas não-estratificadas.
- As sismofácies **progradantes** indicam estratos depositados em superfícies inclinadas cuja superposição lateral gera clinoformas (superfícies deposicionais suavemente inclinadas) que podem ser sigmoidais, oblíquas (paralelas ou tangenciais), complexo sigmoidal-oblíquas e *shingled*.
 - As clinoformas sigmoidais indicam um baixo aporte sedimentar, baixa energia de deposição, taxa de subsidência contínua e/ou subida relativa do nível do mar.
 - As clinoformas oblíquas indicam alto aporte sedimentar, alta energia de deposição, taxa de subsidência desprezível e nível do mar estacionário.
 - O padrão complexo sigmoidal-oblíquo é formado em uma situação intermediária entre os dois padrões acima.
 - As clinoformas shingled são um padrão progradante de pequena espessura com refletores internos de mergulho suave associados à depósitos de água rasa.

3.3 Estratigrafia de Sequências

A Estratigrafia de Sequências é uma abordagem conceitual que visa estruturar elementos deposicionais facilitando a reconstituição paleogeográfica. Essa abordagem relaciona mudanças no padrão de empilhamento sedimentar a respostas às variações no espaço de acomodação e aporte sedimentar ao longo do tempo e permite determinar a ordem em que estratos foram depositados além de explicar suas relações de geometria e arquitetura. Em resumo, a Estratigrafia de Sequências tem como objetivo interpretar a evolução dos sistemas deposicionais através do tempo e espaço (Catuneanu *et al.*, 2011). Assim, ela difere da litoestratigrafia clássica que organiza o registro geológico em unidades definidas na forma de grupos, formações e membros, individualizadas pela similaridade de suas características litológicas.

A unidade fundamental da Estratigrafia de Sequências é a **sequência**. Uma sequência é limitada por uma discordância no topo e uma na base ou por suas concordâncias relativas, que normalmente são discordâncias prolongadas ao interior da bacia onde variações do nível de base não influenciam significativamente a sedimentação de maneira a produzir um hiato mensurável (Van Wagoner *et al.*, 1988).

O conceito de espaço de acomodação de sedimentos refere-se a todo espaço disponível para a potencial acumulação de sedimentos abaixo do nível de base (nível no qual, acima dele, a erosão ocorre) (Jervy, 1988). Na margem continental, o nível de base é equivalente ao nível do mar. Portanto, a variação absoluta do nível do mar é um dos fatores que controla o espaço de acomodação. O segundo fator de controle é a **subsidência**. Subsidência é o abatimento da bacia por qualquer que seja o processo. Nas bacias de margens continentais divergentes, como no caso da Bacia de Sergipe-Alagoas, os processos de subsidência mais importantes são: (1)

subsidência termal pós ruptura continental (*breakup*); (2) subsidência isostática devido ao aumento da carga sedimentar; e (3) compactação (Steckler *et al.*, 1988).

Em relação à taxa de aporte sedimentar, que é o outro fator que influencia a configuração de empilhamento, ainda segundo Jervy (1988), se considerarmos a função entre aporte sedimentar com espaço de acomodação constante, obtemos cenários diferentes com a sua variação (Figura 11). Com baixo influxo de sedimentos, o espaço de acomodação disponível sempre excede a acumulação de sedimentos, portanto, uma considerável lâmina d'água se desenvolve e ocorre a deposição de fácies marinhas. Como essas fácies são depositadas abaixo do nível de base, flutuações no espaço de acomodação não influenciam a taxa de acumulação.

Por outro lado, com um influxo moderado de sedimentos, o fundo da bacia pode atingir o nível do mar e a sequência de deposição de fácies se torna mais complexa. No momento zero, a criação de espaço de acomodação supera a capacidade da sedimentação de manter-se no nível do mar, como na situação anterior, e uma **transgressão** (avanço da linha de costa em direção à margem) se desenvolve. Assim, folhelhos marinhos são depositados na plataforma continental. Com a diminuição da taxa de subida do nível do mar acompanhada da diminuição da taxa de criação de espaço de acomodação, inicia-se uma **regressão** (recuo da linha de costa em direção ao centro da bacia). A deposição de fácies marinhas ocorre até que o fundo da bacia atinja o nível do mar. Portanto, o influxo de sedimento é maior do que a capacidade de geração de espaço de acomodação. O excesso de sedimentos é ultrapassado (*bypass*) em direção ao centro da bacia. A taxa de geração de espaço de acomodação passa a ser negativa com a queda do nível do mar resultando em potencial de erosão das camadas depositadas anteriormente.

Por último, com influxo alto de sedimentos, o aporte sempre supera a capacidade de acomodação. Ocorre a deposição de fácies costeiras ou de planície deltaica. Nesse caso, diferentemente dos dois anteriores, a taxa de acumulação é função da taxa de criação de espaço

de acomodação. Sedimentos em excesso sofrem *bypass* e a erosão é favorecida quando da queda da taxa de acomodação.

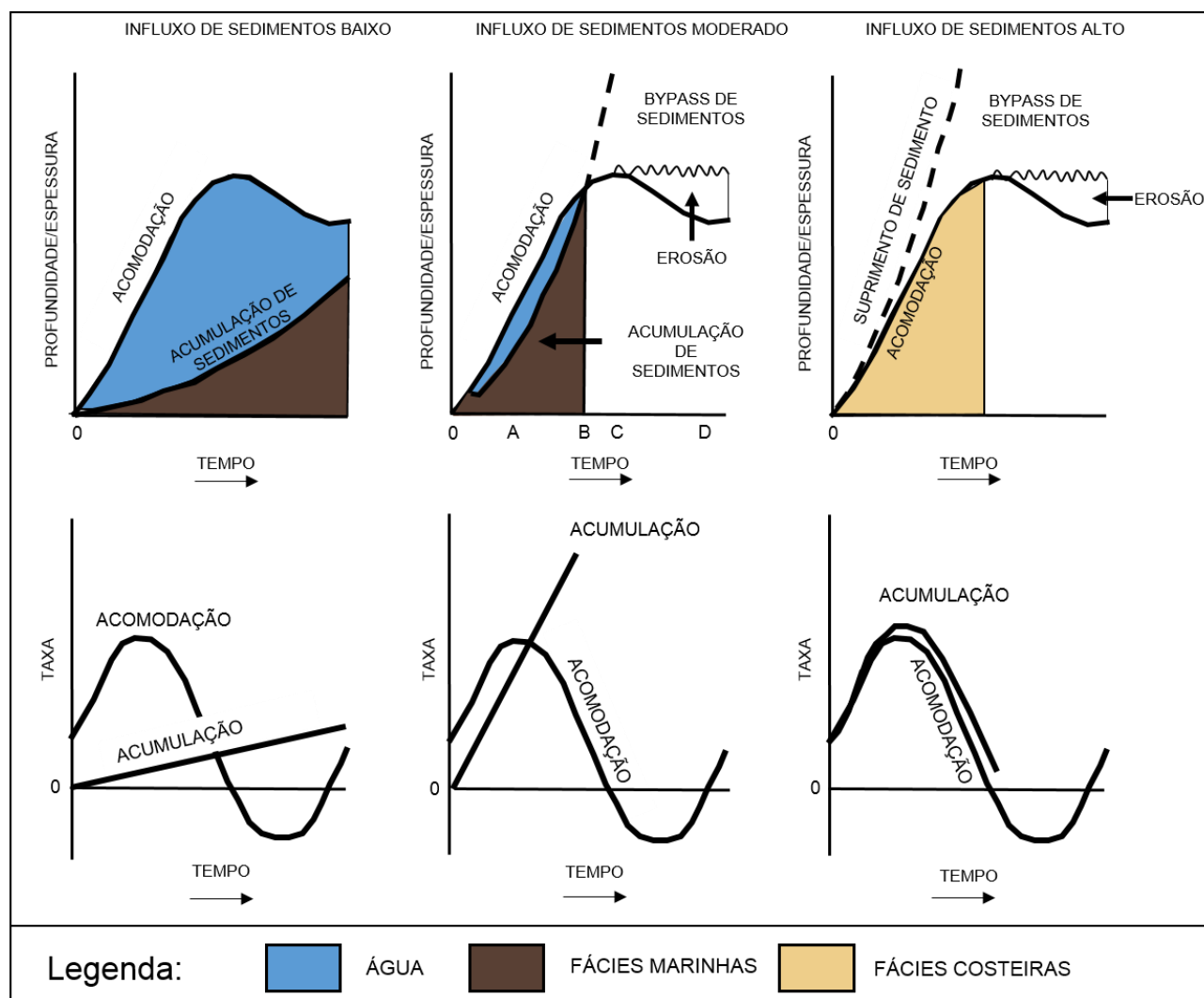


Figura 11 - Relação de fácies e acomodação sob condições variáveis de influxo de sedimentos. (Modificado de Jervey, 1988).

Em resumo, se houver um grande aporte sedimentar, poderá ocorrer uma **regressão normal**. Quando a regressão se dá unicamente pela queda do nível do mar, independentemente do aporte, ocorre então uma **regressão forçada** (Figura 12). Ambos os casos resultam em progradação das fácies sedimentares. Em contrapartida, se houver um pequeno aporte sedimentar associado a uma subida relativa do nível do mar haverá uma **transgressão**, que ocasiona uma retrogradação das fácies sedimentares (Jervey, 1988).

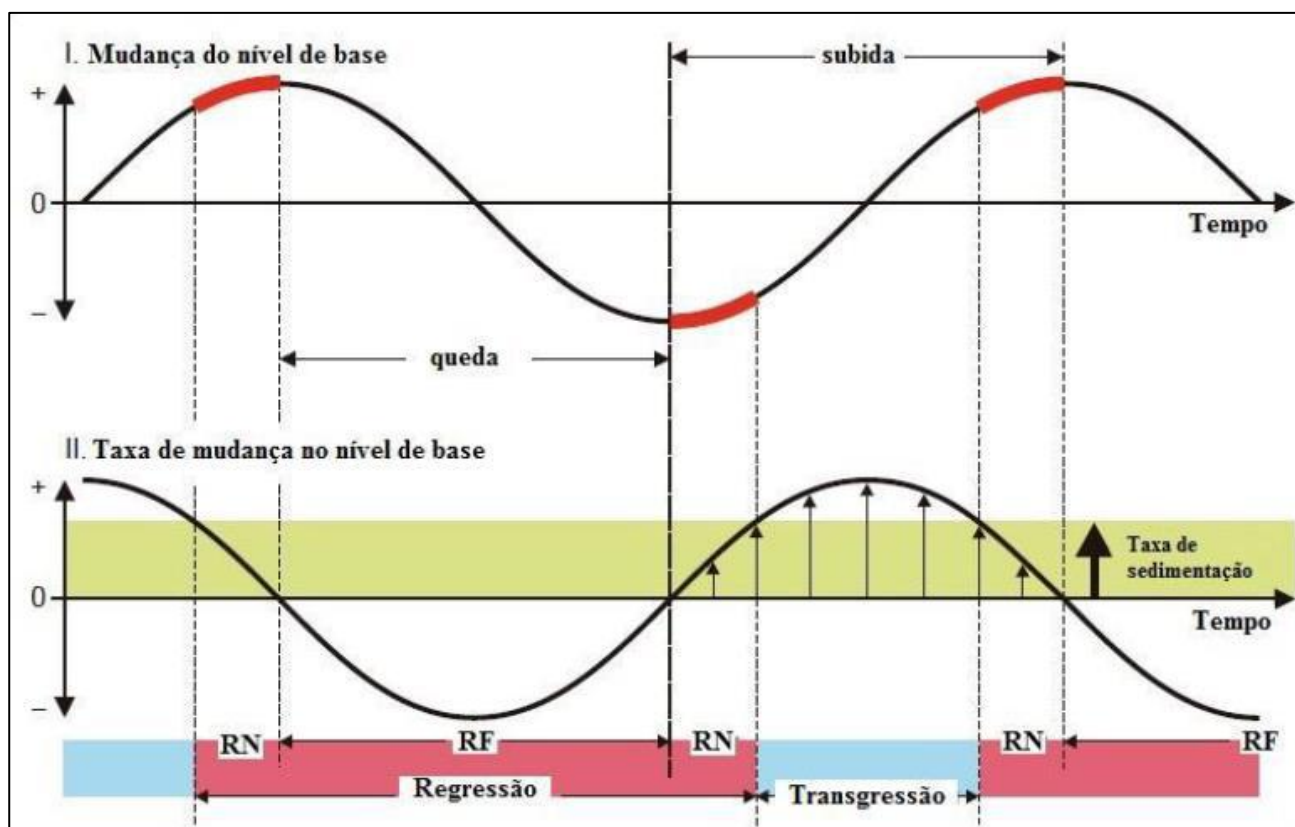





Figura 12 - Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada, conforme definido pela interação entre alterações no nível base e sedimentação. A curva senoidal superior mostra a magnitude da mudança do nível de base com o tempo. As porções mais espessas pintadas de vermelho nessa curva indicam estágios iniciais e finais do aumento do nível base, quando a taxa de sedimentação supera a velocidade de subida ou descida do nível de base. A curva senoidal de baixo mostra as taxas de alterações no nível de base. A taxa é zero no final dos estágios de ascensão e queda de nível de base e possuem o valor mais alto nos pontos de inflexão da curva superior. As transgressões ocorrem quando as taxas de aumento no nível base ultrapassam as taxas de sedimentação. Para simplificar a visualização, a taxa de sedimentação é mantida constante em toda a curva. Abreviações: RF - regressão forçada; RN - regressão normal. (Modificado de Catuneanu, 2006).

3.3.1 Tratos de Sistema

Tratos de sistema são subdivisões de uma sequência em função de pontos específicos na curva de variação do nível de base. Essa variação é considerada como um ciclo ideal, representada por uma curva senoidal que se inicia com um rebaixamento do nível de base (discordância basal da sequência) seguido por uma estabilização em nível baixo. Em seguida, ocorre uma subida até um máximo transgressivo que resulta em uma estabilização em nível alto

retornando, por fim, a um novo rebaixamento (discordância de topo da sequência). Existem diferentes modelos de sequências deposicionais que posicionam os limites das sequências em diferentes momentos da curva de variação do nível de base. Esses modelos de diferentes autores foram compilados por Catuneanu (2006) e são apresentados na Figura 13.

| Sequence model Events | Depositional Sequence II | Depositional Sequence III | Depositional Sequence IV | Genetic Sequence | T-R Sequence |
|--------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|------------------|--------------|
| end of transgression | HST | early HST | HST | HST | RST |
| end of regression | TST | TST | TST | TST | TST |
| end of base-level fall | late LST (wedge) | LST | LST | late LST (wedge) | RST |
| onset of base-level fall | early LST (fan) | late HST (fan) | FSST | early LST (fan) | |
| | HST | early HST (wedge) | HST | HST | |

 sequence boundary
 systems tract boundary
 within systems tract surface

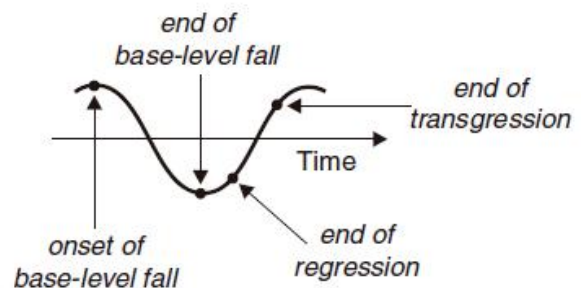


Figura 13 - Diferentes modelos que delimitam uma sequência deposicional com destaque para o modelo utilizado nesse trabalho (Modificado de Catuneanu, 2006).

Para esse trabalho, foi considerado o modelo clássico de Posamentier *et al.* (1988) destacado na Figura 13. Nesse modelo, são definidos três tratos de sistemas; trato de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA) descritos abaixo:

O **trato de sistemas de mar baixo (TSMB)** contém o momento inicial de descida do nível do mar, a estabilização em nível baixo e o início da subida do nível relativo do mar. Portanto, está entre a discordância basal da sequência e a superfície transgressiva. Os depósitos são leques submarinos de assoalho de bacia ou base do talude, turbiditos e detritos no meio ou na base do talude. O padrão de empilhamento sedimentar possui caráter progradacional.

O **trato de sistemas transgressivo (TST)** contém o início da subida relativa do nível do mar até o momento de maior transgressão, estando situado entre a superfície transgressiva e a **superfície de inundação máxima (SIM)**. Os depósitos desse trato são chamados de **seção condensada** que constituem uma fácies de finas camadas de sedimentos hemipelágicos depositados a taxas muito lentas que representam um grande período de tempo. O padrão de empilhamento sedimentar possui caráter retrogradacional resultado de um aumento progressivo do espaço de acomodação.

Por fim, o **trato de sistemas de mar alto (TSMA)** representa a estabilização do nível do mar alto e está situado entre a SIM e a discordância superior da sequência (discordância inferior da sequência acima e base do TSMB subsequente). O padrão de empilhamento sedimentar possui caráter agradacional migrando para progradacional em direção ao topo da sequência.

3.3.2 Ciclos Estratigráficos

A chamada “Escola da Exxon” liderada por Peter Vail afirma que as sequências são condicionadas pelas oscilações eustáticas, cujas amplitudes no tempo geológico não são constantes, denotando uma ciclicidade no registro sedimentar (Severiano Ribeiro, 2001). A Figura 14 representa a curva de variação do nível do mar conhecida como **curva de Vail** durante o Fanerozoico. É importante destacar que essa curva não apresenta as variações do nível do mar na escala do intervalo desse estudo. É possível identificar dois ciclos de 1ª ordem com durações

maiores do que 10^8 anos (um ciclo corresponde a uma subida e uma descida do nível do mar) com máximos de transgressão marinhas no Cambriano ao Mississippiano e outro no Cretáceo. Cada ciclo de 1ª ordem comporta vários ciclos menores de 2ª ordem com duração de 10^7 a 10^8 anos chamados de superciclos por Vail (1977). Esses superciclos comportam ciclos menores de 3ª ordem com duração de 10^6 a 10^7 anos e são representados por sequências deposicionais. Subsequentemente, ciclos de 4ª ordem, contidos nos de 3ª ordem e com duração menor do que 10^6 anos, correspondem às parassequências segundo Van Wagoner *et al.* (1988). Ciclos de alta frequência, de 5ª ordem, também foram propostos e foram considerados como eventos pontuais tais como turbiditos, inunditos, sismitos e tempestitos com duração praticamente instantânea (Della Fávera, 1984 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

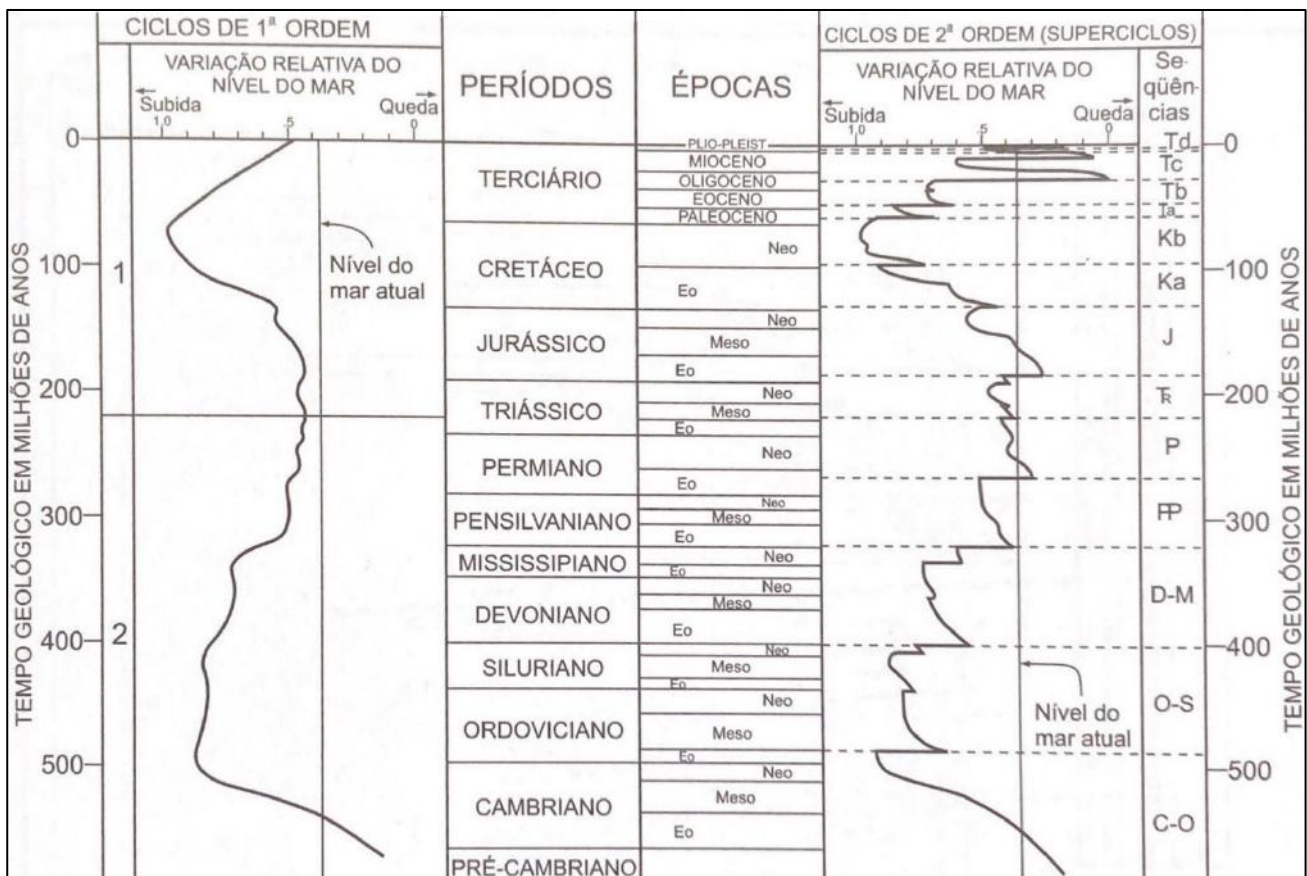


Figura 14 - Curva da variação do nível do mar durante o Fanerozoico conhecida como Curva de Vail. (Vail *et al.*, 1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

3.3.3 Causas dos Ciclos

Ciclos de 1ª ordem apresentam registros em quase todas as partes do mundo e representam variações da magnitude de 300 metros do nível do mar. Por isso, são associados a eventos geotectônicos globais como a formação e ruptura de supercontinentes (Severiano Ribeiro, 2001).

Ciclos de 2ª ordem também são causados por eventos geotectônicos, porém de magnitude inferior. Para Soares (1978), esses ciclos são produto de episódios de soerguimento e subsidência de áreas cratônicas enquanto que, para Mitchum, Vail e Thompson (1977), embora também considere a natureza geotectônica, inclui, ainda, causas glácio-eustáticas.

Ciclos glácio-eustáticos, como são considerados os de 3ª ordem, constituem-se da variação do nível eustático devido a glaciações e deglaciações. São, portanto, ciclos eustáticos globais e devem ser reconhecidos no registro sedimentar do mundo todo (Mitchum, Vail e Thompson, 1977). Porém, alguns autores como Miall (1986) questionam que a variação climática seja a única causa dos ciclos de 3ª ordem já que, durante o Triássico e Jurássico não há registro de glaciações e, contudo, são períodos de nível de mar baixo. Watts (1982), por exemplo, interpretou que a subsidência térmica flexural pode ser uma das maiores causas.

As causas dos ciclos de 4ª e 5ª ordens podem estar também relacionadas ao avanço e recuo de geleiras ou à ciclicidade de movimentos orbitais da Terra. A energia da radiação solar que a Terra recebe é distribuída latitudinalmente de acordo com três variáveis; a inclinação do eixo de rotação; a excentricidade da órbita e o movimento de precessão do eixo de rotação. Esses ciclos são chamados de **ciclos de Milankovitch** (Severiano Ribeiro, 2001) (Figura 15). Cada um desses ciclos possui uma frequência determinada, que pode ser observada na Tabela 1 abaixo.

Tabela 1 - Ciclos de Milankovitch com especificações sobre a variação de cada fator, frequência do ciclo e nomenclatura (Severiano Ribeiro, 2001).

| Variável | Variação | Frequência | Nomenclatura |
|-------------------------------|--|-----------------|---|
| Excentricidade da Órbita | Quase circular a elíptica | 100 ka e 410 ka | Ciclo de Excentricidade Curta (100 ka) e Longa (410 ka) |
| Inclinação do Eixo de Rotação | 21,5° - 24,5° | 41 ka | Ciclo de Obliquidade |
| Eixo de Rotação | Rotação do Eixo (Movimento de Precessão) | 20 ka | Ciclo de Precessão |

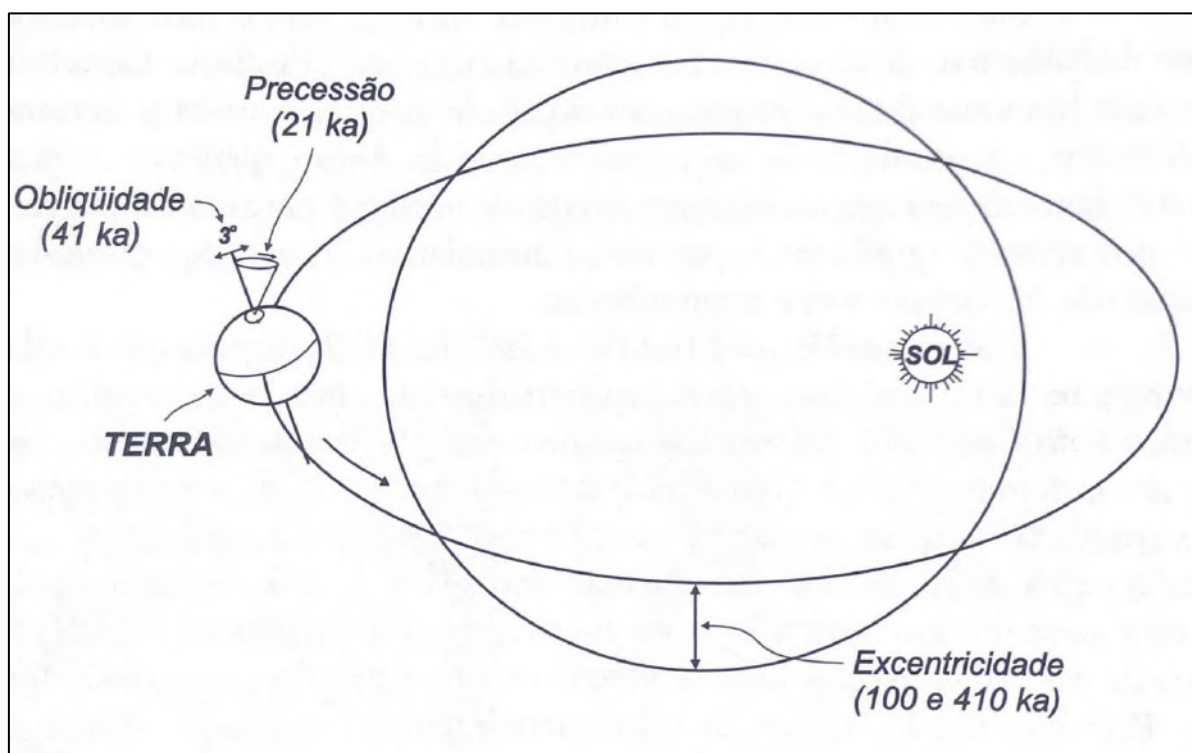


Figura 15 - Ciclos de Milankovitch (Severiano Ribeiro, 2001).

Em resumo, os ciclos de diferentes magnitudes podem ser caracterizados conforme a Tabela 2 abaixo:

Tabela 2 – Ciclos estratigráficos de diferentes ordens de magnitude (Severiano Ribeiro, 2001).

| Ciclo | Duração | Sequência | Causa |
|----------|----------------------|------------------------|--|
| 1ª Ordem | $> 10^8$ anos | - | Geotectônica |
| 2ª Ordem | 10^7 a 10^8 anos | Superssequência | Geotectônica |
| 3ª Ordem | 10^6 a 10^7 anos | Sequência Depositional | Glácio-Eustasia e Subsidência Térmica Flexural |
| 4ª Ordem | 10^5 anos | Parassequência | Ciclos de Excentricidade Curta e Longa |
| 5ª Ordem | 10^4 anos | Parassequência | Ciclos de Obliquidade e Precessão |

3.4 Sedimentação em Águas Profundas

Os depósitos sedimentares encontrados em ambientes de talude em água profunda são formados por processos sedimentares de dois tipos. O primeiro processo é a decantação de sedimentos pelágicos e hemipelágicos contidos nas plumas hipopícnais (densidade menor que a do meio em que se insere) que chegam ao oceano profundo. Esse processo é contínuo e, por muito tempo, considerado como o único atuante nesse ambiente. Resulta em depósitos lamosos com (margas) ou sem (folhelhos e argilitos) contribuição carbonática. O segundo processo são fluxos gravitacionais que carregam sedimentos arenosos para regiões abissais da bacia por meio de canais que também podem ser preenchidos. Esse processo é considerado episódico e resulta em depósitos de turbiditos e debritos que serão foco desse trabalho.

Moreira e Carminatti (2004) dividiram os fluxos gravitacionais que ocorrem no talude em águas profundas em dois sistemas diferentes denominados de sistema arenoso e sistema lamoso. O sistema arenoso é formado por fluxos gravitacionais de sedimentos extrabacinais provocados por cheias fluviais e é reconhecido pelos seguintes elementos deposicionais: canais fluviais, canyons, canais submarinos e leques arenosos de bacia. Os depósitos são turbiditos e debritos constituídos por arenitos geralmente porosos e altamente permeáveis. O sistema lamoso é formado por fluxos gravitacionais com sedimentos advindos de deslizamentos intrabacinais e é reconhecido pelos seguintes elementos deposicionais: deltas de margem de plataforma, superfícies erosivas de alto ângulo, cunhas de acreção sedimentar e depósitos de paraconglomerados suportados por matriz argilosa com baixíssima permeabilidade.

3.4.1 Depósitos Turbidíticos: Elementos Arquiteturais

É possível determinar uma série de elementos arquiteturais em um turbidito que contribuem para a melhor compreensão do sistema deposicional que os formam. A arquitetura de um turbidito é controlada pela topografia, declividade do talude, composição e aporte sedimentar. Assim, de acordo com Huang (2018), pode ser definido de acordo com os seguintes elementos arquiteturais (Figura 16):

- 1- Canal de by-pass: localizado no talude superior, geralmente se desenvolve no relevo íngreme na fronteira entre plataforma continental e talude. É um canyon profundamente inciso. Tanto o preenchimento quanto o extravasamento são lamosos. Na seção sísmica, podem ser identificados por formatos de “U” ou “V”.
- 2- Complexo confinado de canais: localizado no talude médio, é um complexo de canais com ampla distribuição lateral que cortam os estratos subjacentes. Na seção sísmica é clara a sobreposição de ciclos que cortam e preenchem ciclos anteriores.

- 3- Complexo de canais pouco confinados: localizado no sopé do talude, a topografia se torna suave mas existe ainda um gradiente quando comparado à planície abissal. Esse complexo de canais possui extensão lateral ainda mais ampla, mas uma menor profundidade de incisão. Trata-se, majoritariamente, do produto da sobreposição lateral de canais meandranes. Na seção sísmica são identificados como uma forma côncava e topo plano.
- 4- Lobos: localizados na planície abissal, onde a topografia torna-se suave. São a parte final de um sistema de canais onde os sedimentos, geralmente finos, são dispersados sem confinamento, formando depósitos de menor espessura. Na seção sísmica, podem ser identificados por uma forma levemente convexa com refletores internos paralelos.

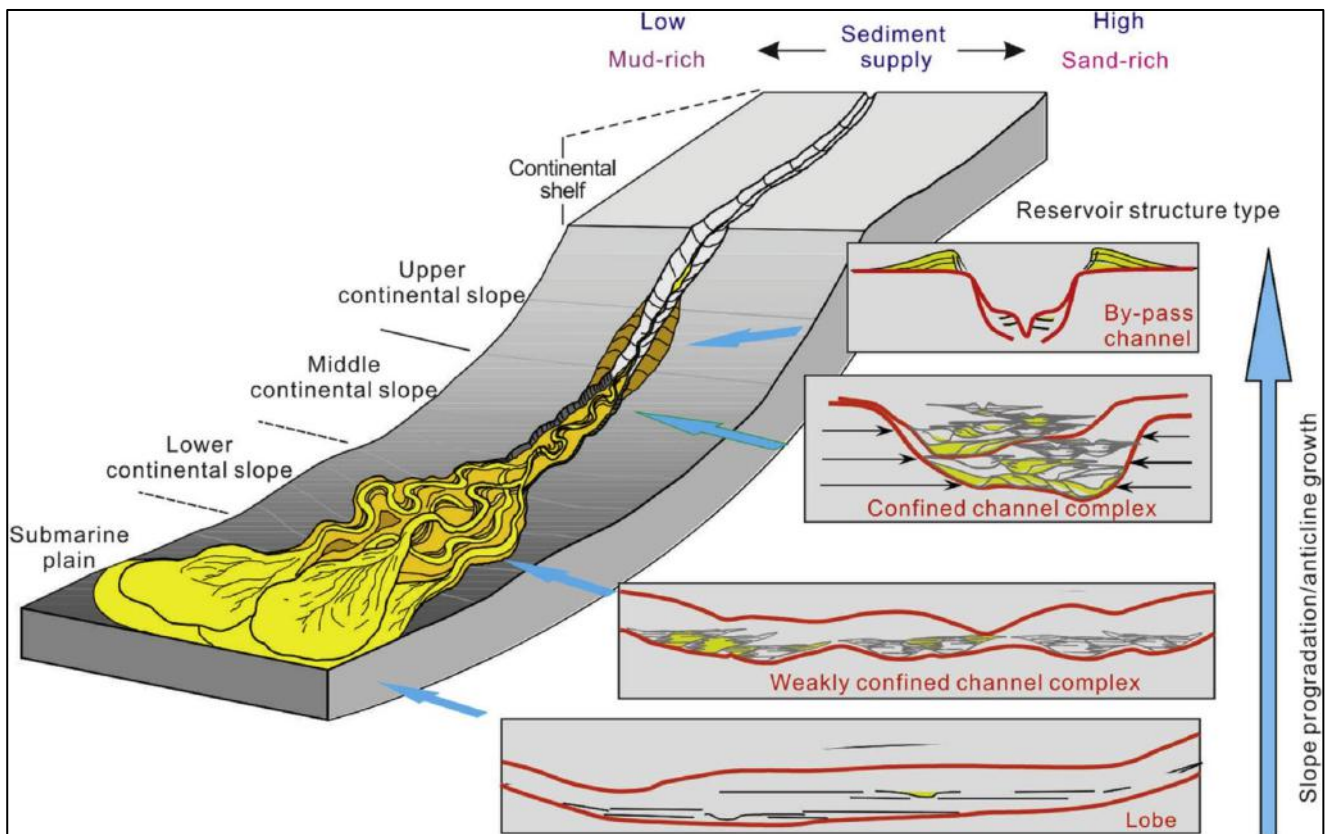


Figura 16 – Elementos arquiteturais de turbiditos. (Huang, 2018)

3.4.2 Hierarquização dos Turbiditos

Os elementos arquiteturais de depósitos turbidíticos possuem diferentes dimensões e escalas que lhes conferem diferentes posições hierárquicas. A Figura 17 apresenta a hierarquização desses elementos proposta por Moraes, Blaskovski e Paraizo (2006).

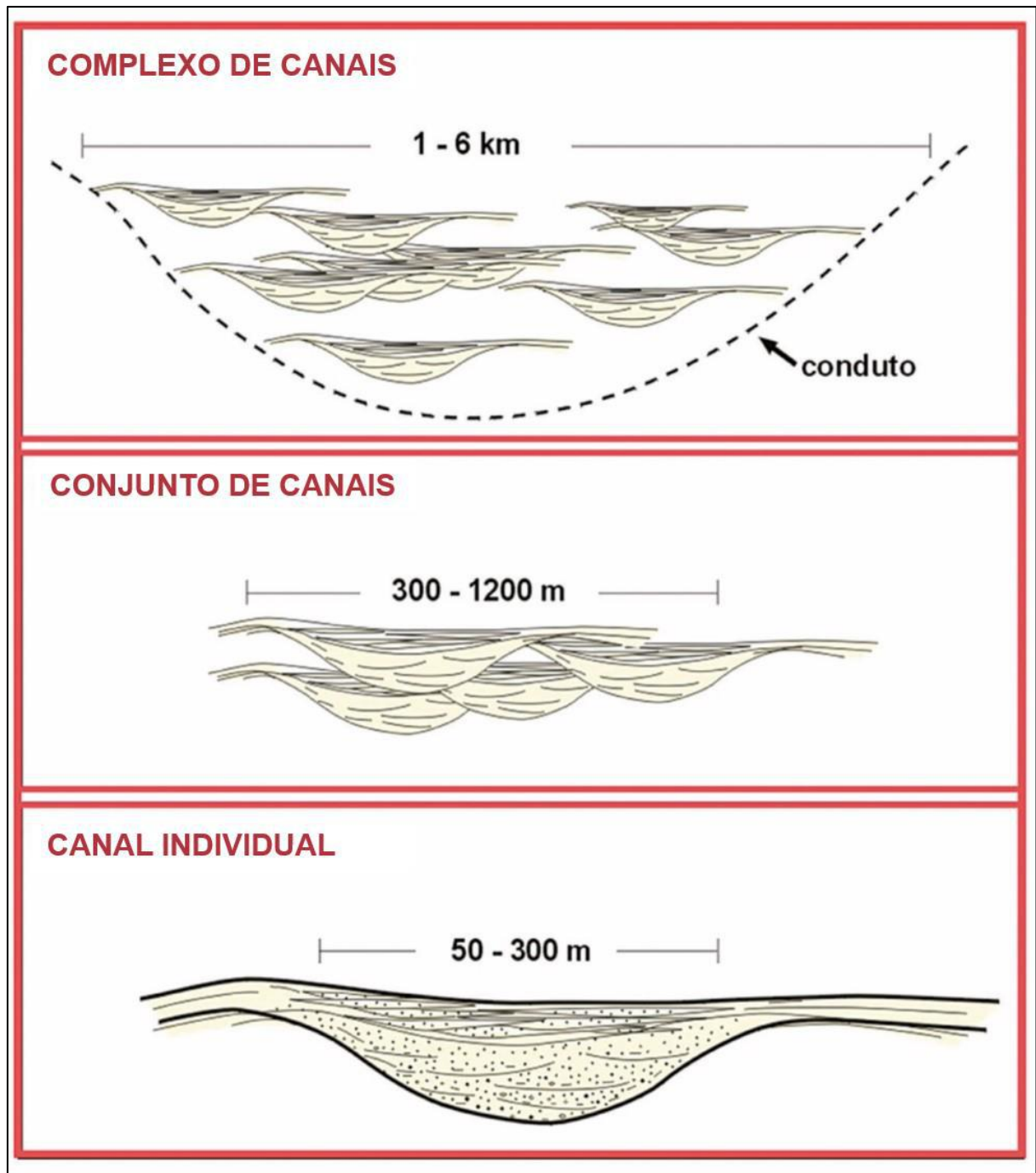


Figura 17 – Modelo de hierarquização de turbiditos (Modificado de Moraes, Blaskovski e Paraizo, 2006).

Os canais individuais representam os elementos de menores dimensões e possuem escala de afloramento, com poucas centenas de metros de largura (50 a 300m) e poucas dezenas de metros de espessura (10 a 30m). Dadas suas dimensões, canais individuais não são, normalmente, identificados na seção sísmica. Nesse trabalho, o dado sísmico utilizado possui resolução vertical de aproximadamente 15m. Um conjunto de canais individuais forma a segunda unidade de hierarquia. Conjuntos de canais possuem de centenas a poucos milhares de metros de largura e muitas dezenas de metros de espessura. Apresentam geometria externa típica de canal, embora esta represente uma composição de várias superfícies erosivas, não uma superfície única. São as feições mais frequentemente identificadas na sísmica. Por fim, vários conjuntos de canais compõem um complexo de canais, que têm dimensões de poucos quilômetros de largura e centenas de metros de espessura. São identificados, ainda, conjuntos de complexos de canais, que seriam a feição de maiores dimensões de depósitos turbidíticos (Moraes *et al.*, 2006).

3.4.3 Depósitos Turbidíticos: Corte e Preenchimento

Gardner *et al.* (2008) propuseram um modelo que descreve a dinâmica dos ciclos de corte e preenchimento de depósitos turbidíticos (Figura 18). Esse modelo é composto por quatro fases:

- 1- Ajuste: um evento de instabilidade do talude, como escorregamentos, ocasionam o gradiente inicial que inicia os fluxos gravitacionais.
- 2- Iniciação: o alto fluxo de sedimentos causa erosão do substrato e forma canais confinados influenciados pela topografia da fase de ajuste. Os complexos de canais são ainda pouco integrados e possuem menor quantidade de canais.

- 3- Crescimento: o fluxo de sedimentos permanece alto, porém o gradiente diminui gradativamente. Portanto, a taxa de deposição é maior, tornando a fase de maior preenchimento dos canais.
- 4- Retração: diminuição progressiva do fluxo de sedimentos com o preenchimento dos canais nas porções superiores do talude. Ocorre abandono de canais.

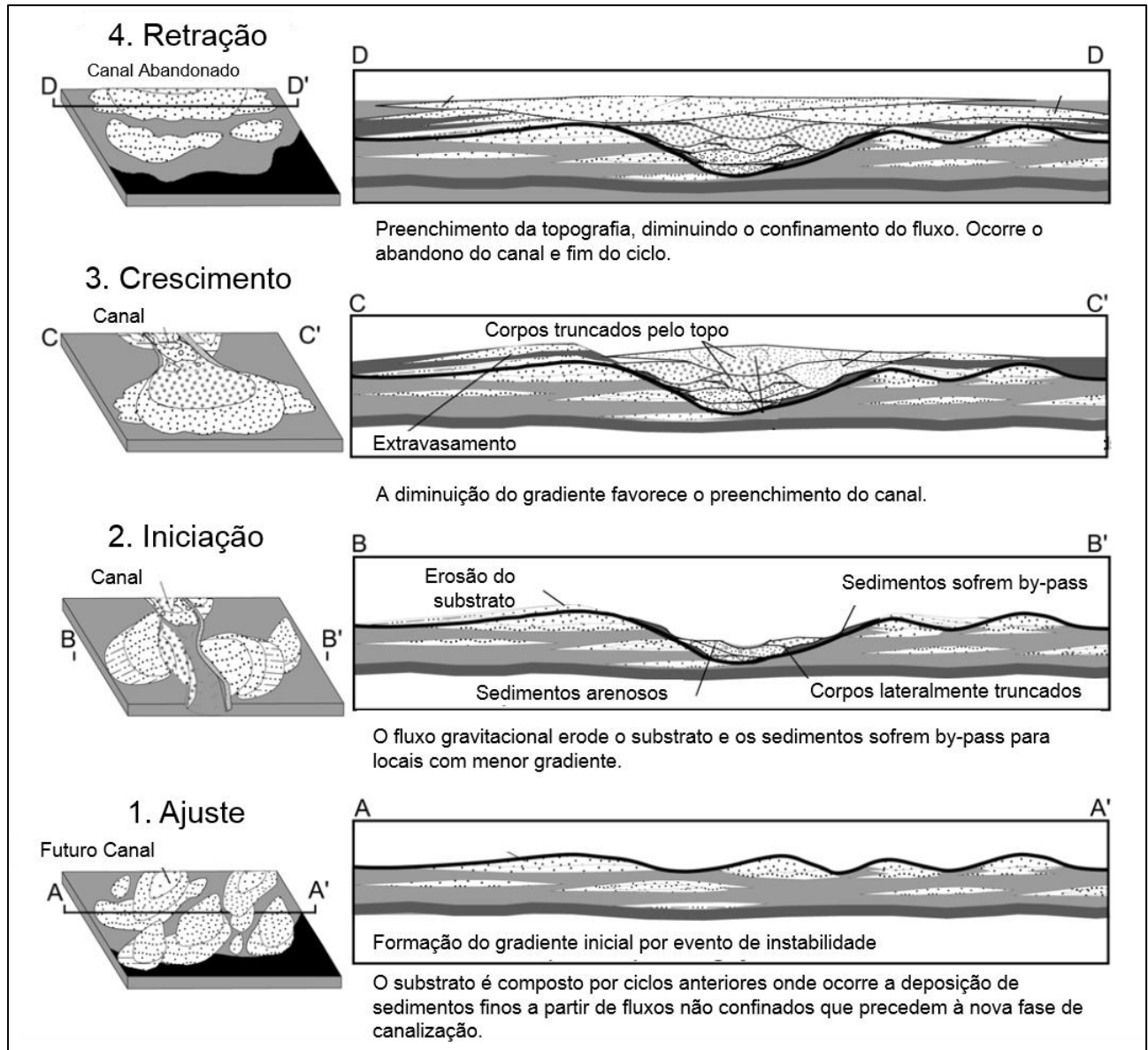


Figura 18 - Fases do ciclo de corte e preenchimento de um depósito turbidítico representadas por mapas (a esquerda) e seções transversais (a direita). Modificado de Gardner *et al.*, 2008.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais

O conjunto de dados usado para este trabalho consistiu em um cubo sísmico migrado em profundidade, processado em 3D pós-empilhamento (*pós-stack*), com polaridade normal e adquirido pela CGG do Brasil para a Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras), e 33 poços exploratórios com seus respectivos perfis compostos, com os perfis de raios-gama, resistividade, sônico, densidade e neutrão. Este conjunto de dados foi fornecido para este trabalho pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP). O volume sísmico corresponde a uma área de aproximadamente 10.000 km² em águas profundas e ultra-profundas na sub-bacia de Sergipe (Figura 19). Apesar da grande quantidade de dados, tanto sísmico como de poços fornecidos pelo BDEP/ANP, para a execução deste trabalho usou-se apenas uma fração do total, ou seja, foi feito um recorte no volume sísmico para focar a análise em uma área de 600 km² dentro da qual constavam 9 poços (Figura 20). Esta área, localizada no talude médio entre as isóbatas de 2.000 e 3.000 m, foi escolhida por ser o domínio geomorfológico onde se desenvolvem complexos de canais, tais feições são o foco deste trabalho e serão analisadas e discutidas mais adiante. Dos dados de poços, apenas as superfícies cronoestratigráficas identificadas nos perfis compostos foram utilizadas.

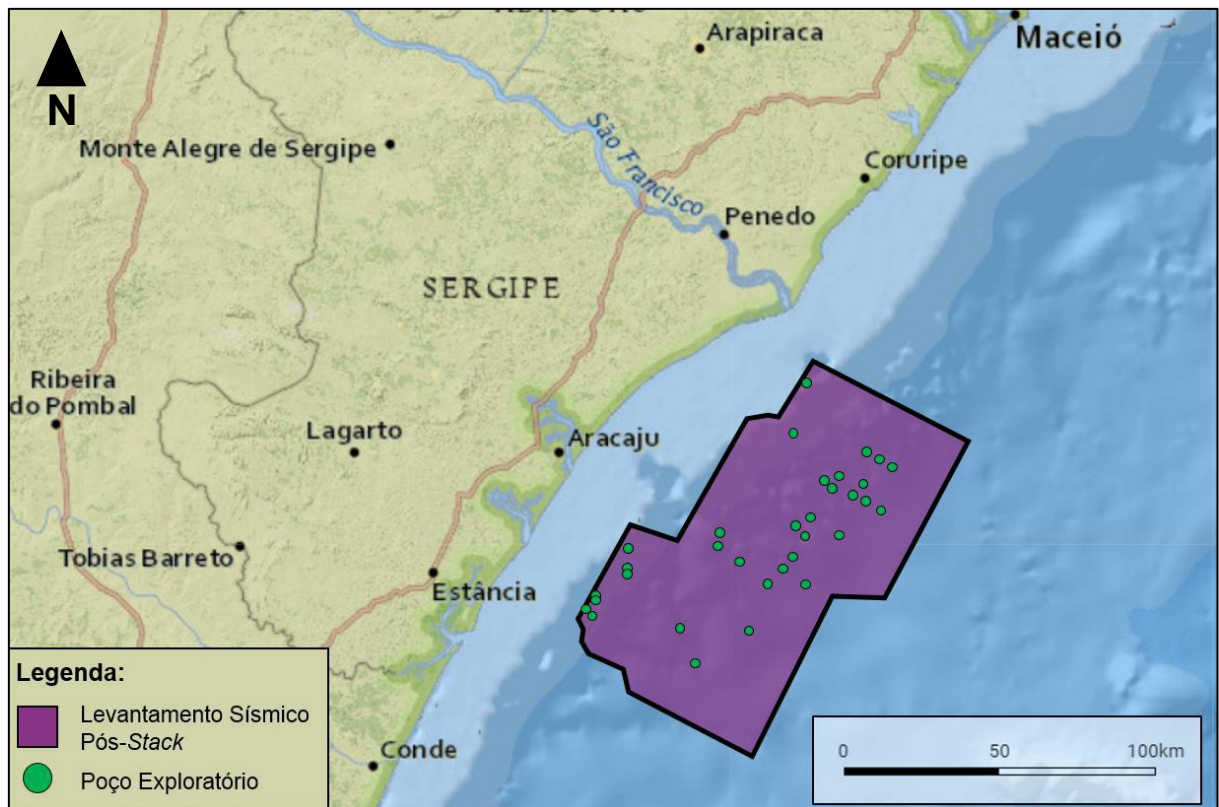


Figura 19 - Localização do levantamento sísmico 3D pós-stack e dos 33 poços exploratórios (Levantamento: R0264_BM_SEAL_4_10_11_KPSDM – Conclusão da aquisição em 04/04/2014) (BDEP – ANP).

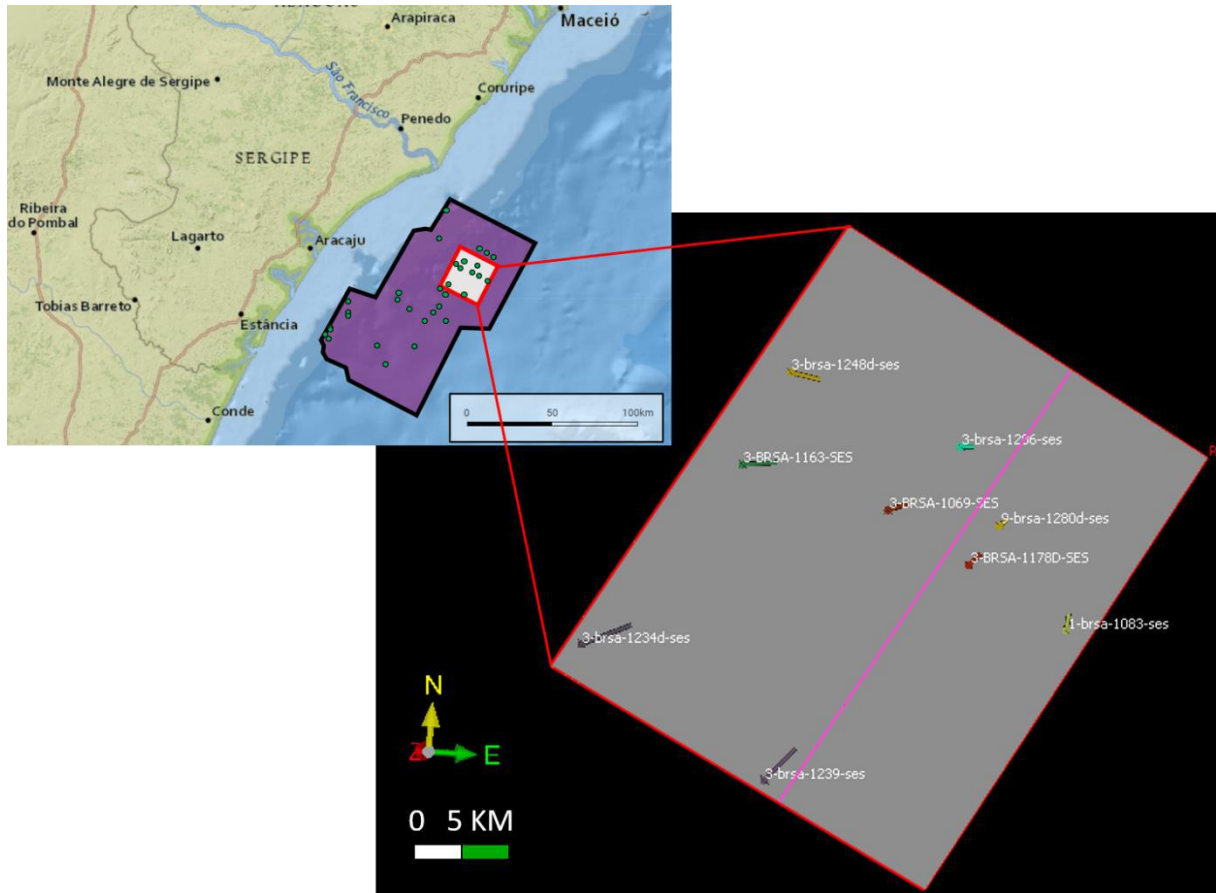


Figura 20 - Localização da área de corte do cubo sísmico com a trajetória dos poços contidos plotada. A linha rosa representa a inline 3383, que foi utilizada nas imagens desse trabalho que apresentam uma seção sísmica.

4.2 Métodos

Para a criação do projeto sísmico, interpretação de horizontes e análise do dado sísmico foi utilizado o *software* **Paleoscan™**, cuja licença acadêmica foi cedida pela empresa Eliis. O fluxo de trabalho implementado no *software* é mostrado na Figura 21 e cada etapa está descrita abaixo.

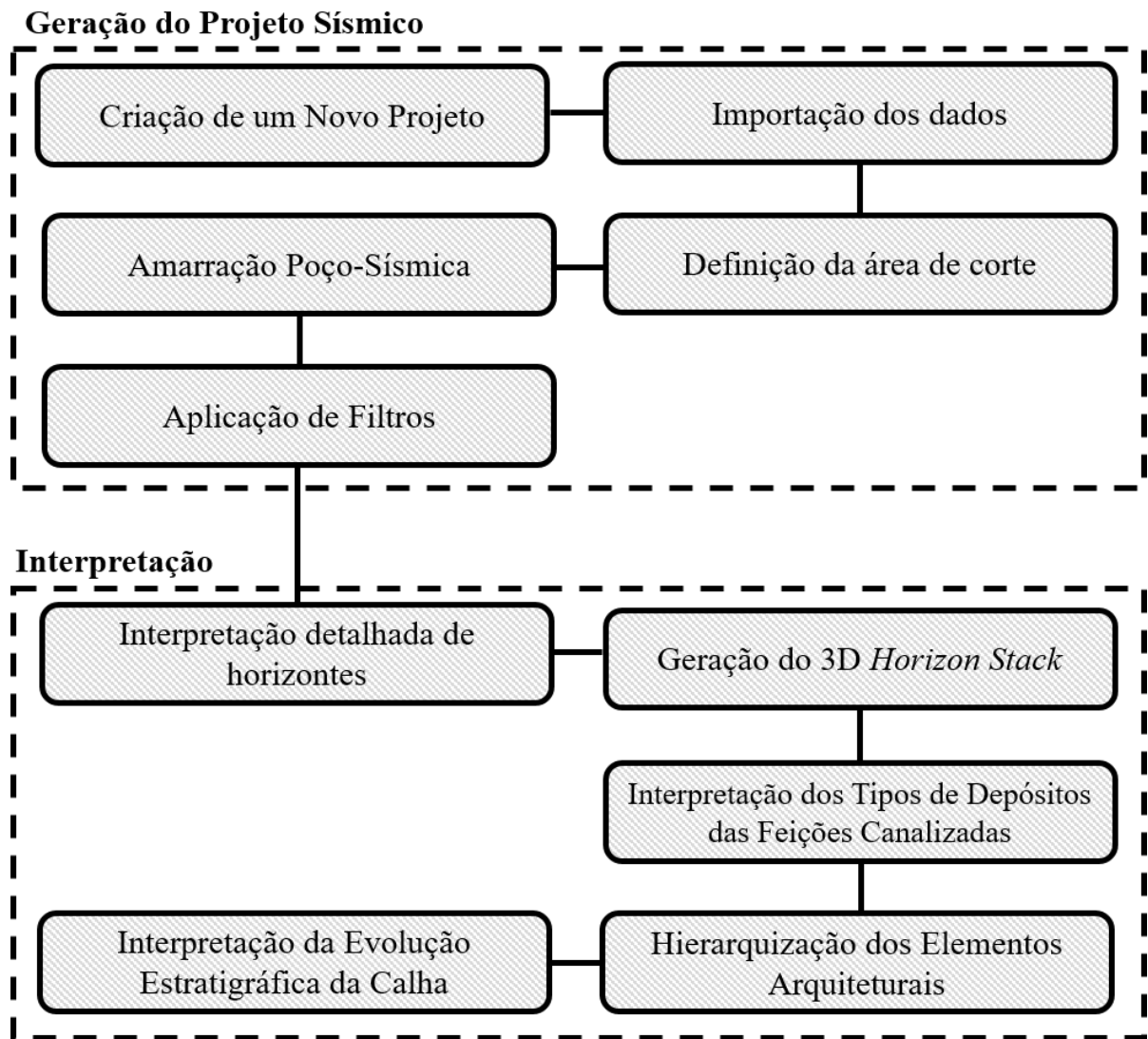


Figura 21 - Fluxograma das etapas de processamento e interpretação implementadas no software Paleoscan™ Core.

4.2.1 Geração do Projeto Sísmico

A primeira etapa consistiu na criação de um projeto sísmico recortado do volume sísmico maior, utilizando o sistema de coordenadas, datum e limite das coordenadas geográficas do levantamento adequados. Depois, o cubo sísmico foi carregado por meio da ferramenta de importação de arquivos no formato SEG Y e as trajetórias dos poços usados para análise neste trabalho foram importadas por meio da ferramenta de importação de arquivos no formato TXT.

Como o volume sísmico utilizado neste trabalho já foi entregue pelo BDEP/ANP com o eixo z convertido de tempo sísmico duplo para profundidade, não foi gerado um sismograma sintético dos poços para amarração destes à sísmica. Para a calibração sísmica-poço (*well-to-seismic tie*), foi feita a comparação da profundidade de cada superfície cronoestratigráfica identificada no perfil composto de dois poços exploratórios (1-BRSA-1083-SES e 3-BRSA-1248D-SES) com o horizonte da profundidade correspondente na seção sísmica que contém estes dois poços (Figura 22). Essa comparação foi feita sobrepondo o perfil composto de cada poço com a seção sísmica. A partir disso, foi identificada a profundidade de cada superfície cronoestratigráfica e o refletor da seção sísmica dessa profundidade foi identificado como o horizonte cronoestratigráfico correspondente. Embora a geração de um sismograma sintético dos poços seja a opção de amarração mais segura, por conferir maior precisão, o método de amarração simples (comparação das profundidades) foi aplicado já que os parâmetros petrofísicos não foram utilizados na interpretação sísmica. O objetivo da amarração foi apenas a interpretação dos horizontes cronoestratigráficos na sísmica, assim esta metodologia foi considerada suficiente.

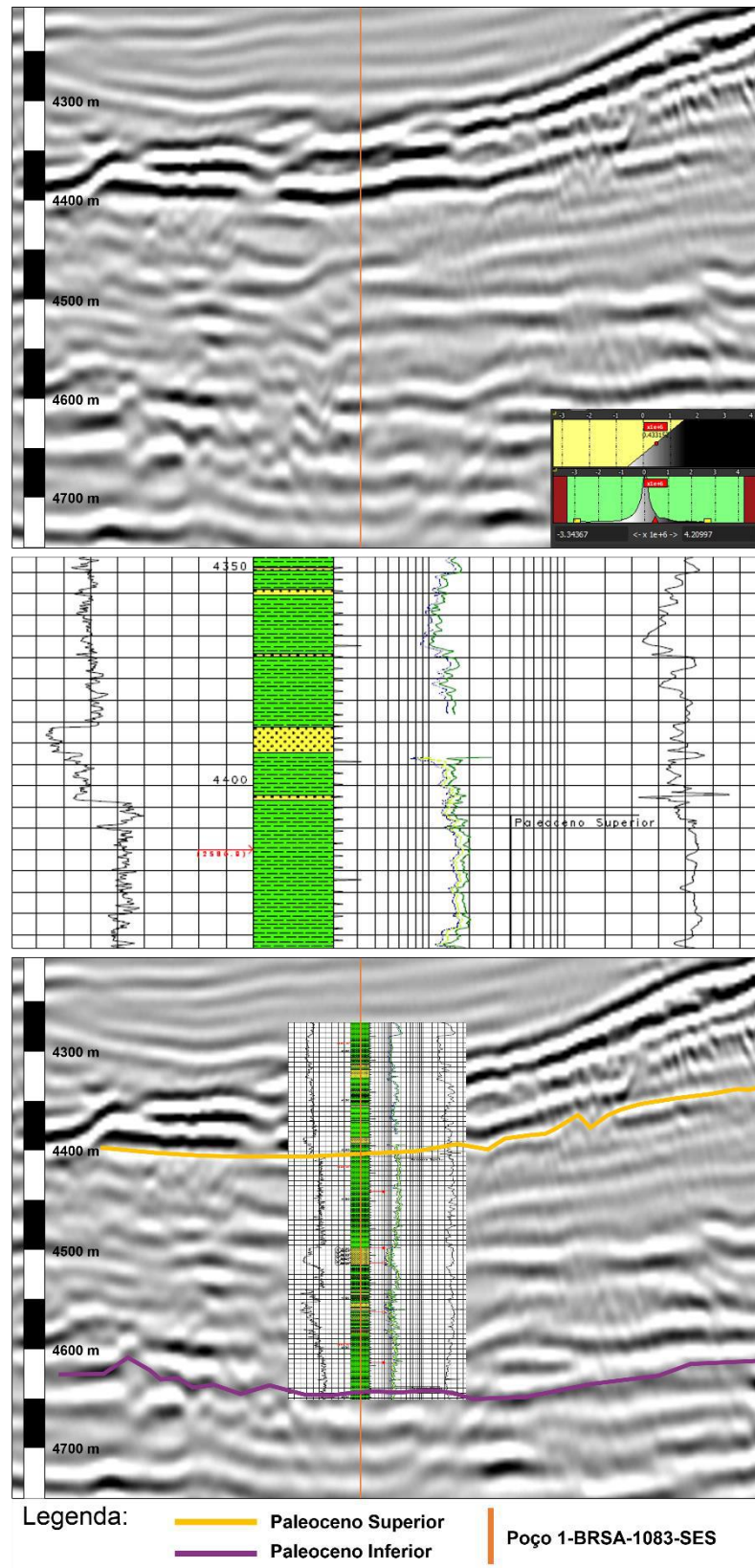


Figura 22 – (a) - Detalhe da seção sísmica com a linha do poço 1-BRSA-1083-SES plotada. (b) – Detalhe do perfil composto do poço 1-BRSA-1083-SES na profundidade correspondendo à seção sísmica. (c) – Correlação do perfil do poço com a seção sísmica e interpretação dos horizontes cronoestratigráficos delimitados no perfil do poço.

4.2.2 Aplicação de Atributos Sísmicos

A fim de facilitar a interpretação e realçar feições estratigráficas, foi aplicado o atributo sísmico cosseno da fase instantânea (*cosine instant phase*). Esse atributo aumenta a continuidade dos refletores ao dilatar o contraste entre altas e baixas amplitudes. Assim, facilita a visualização do padrão de terminações dos refletores e identificação de sismofácies. Também foi aplicado o atributo impedância acústica relativa (*relative acoustic impedance*), que realça os maiores contrastes de impedância acústica normalmente associados à interface de unidades litológicas diferentes, o que auxilia na identificação das litologias que preenchem as feições canalizadas (Figura 23). É importante ressaltar que a impedância acústica é uma característica da camada e depende da densidade e da velocidade com que onda sísmica se propaga pela camada ($I = \rho \cdot v$). Desta forma, o contraste de impedância ocorre na interface entre camadas diferentes, muito comum em discordâncias. É importante notar que, nem sempre, a transição entre unidades litológicas resulta em um alto contraste de impedância. Caso densidades e velocidades de cada uma das camadas sejam valores próximos, por exemplo, o contraste seria baixo, mesmo que as litologias sejam totalmente distintas, como por exemplo anidrita e diabásio.

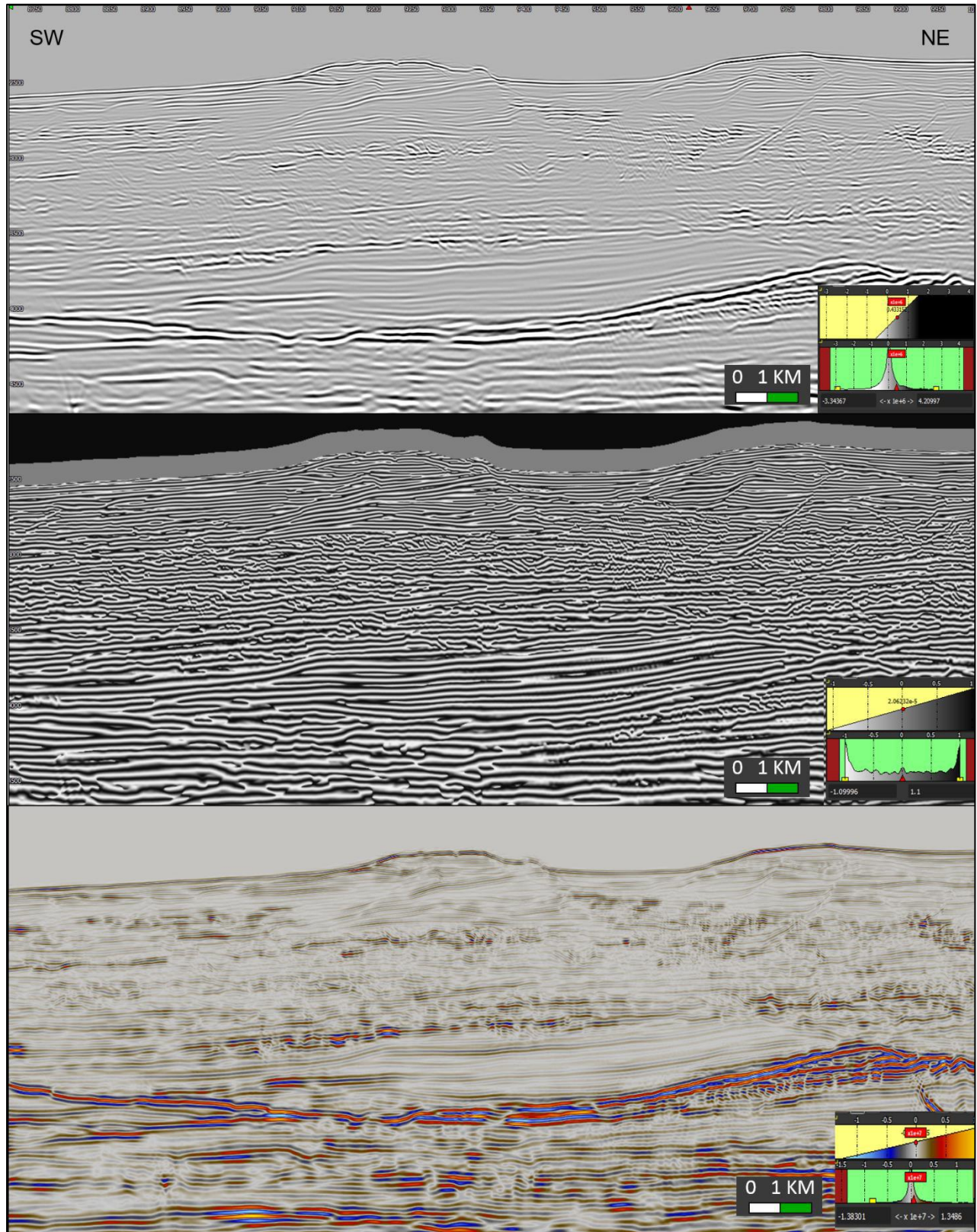


Figura 23 - (a) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude sem aplicação de atributos. (b) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude com a aplicação do atributo cosseno da fase instantânea (*cosine instant phase*). (c) Seção sísmica (inline 3383) de amplitude com a aplicação do atributo de impedância acústica relativa (*Relative acoustic impedance*). A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20.

4.3 Interpretação dos Horizontes Sísmicos

Escolhido o intervalo estratigráfico a ser interpretado em detalhe, o qual representa uma região com grande presença de feições canalizadas, a interpretação dos horizontes sísmicos foi feita através da ferramenta de vetorização automática (*auto tracking*) do software **Paleoscan™** e modificados de forma manual (*manual picking*) como forma de controle de qualidade da interpretação. A verificação e ajuste da vetorização automática foi feita a cada 10 inlines. Os horizontes sísmicos foram interpretados e relacionados às suas respectivas idades de acordo com os dados dos perfis dos poços exploratórios.

Os horizontes interpretados foram utilizados para geração do modelo 3D (*3D Horizon Stack*) em que os horizontes são transformados em superfícies a partir da interpolação das seções interpretadas, em que é possível observar a paleogeografia e identificar elementos arquiteturais como paleocanais. Após a geração do *3D Horizon Stack*, foi feita a extração da máxima amplitude negativa entre os horizontes que correspondem base e topo das feições canalizadas identificadas. Esse processo permitiu o destaque das anomalias de amplitude que podem estar associadas a depósitos arenosos. Para regiões pouco profundas, é esperado que a interface lama-areia resulte em um pico negativo de impedância acústica já que os sedimentos arenosos ainda são pouco consolidados. Assim, o espaço poroso, e consequentemente a presença de fluidos, é maior, resultando em depósitos de densidade relativamente menor. Portanto, a impedância acústica desses depósitos arenosos é menor do que a impedância acústica de depósitos lamosos. Em altas profundidades, essa relação se inverte, já que o grau de compactação dos depósitos arenosos aumenta progressivamente. Por fim, foi feita a hierarquização dos elementos arquiteturais identificados, resultando na elaboração de um modelo para a evolução estratigráfica das feições canalizadas interpretadas na área de estudo.

5 RESULTADOS

Os resultados produzidos neste trabalho são de quatro categorias diferentes: (1) mapeamento de horizontes sísmicos regionais com o objetivo de estabelecimento de um arcabouço cronoestratigráfico para a seção sedimentar analisada; (2) mapeamento detalhado de horizontes sísmicos na seção sedimentar objeto de análise deste trabalho; (3) análise de atributos sísmicos do objeto de estudo; (4) geração de mapas e perspectivas tridimensionais do objeto de estudo.

5.1 Horizontes Sísmicos Regionais

O foco da análise deste trabalho está localizado na porção rasa, portanto mais nova, da seção sedimentar da fase drifte da bacia. Porém, os poços da área de estudo não possuem informações cronoestratigráficas desta seção. Os poços com informações cronoestratigráficas de idades mais novas na área de estudo são o 1-BRSA-1083-SES e o 3-BRSA-1248D-SES. Mesmo assim, as superfícies mais novas identificadas nestes poços são o Paleoceno superior e o Eoceno médio respectivamente. No poço 1-BRSA-1083-SES, o topo do Paleoceno superior foi encontrado à profundidade de 4407 (-4382 m), com coluna sedimentar de 1662 m abaixo do fundo do mar. No poço 3-BRSA-1248D-SES, o topo do Eoceno médio foi encontrado à profundidade de aproximadamente 3420 (-3395 m), com coluna sedimentar de 1129 m abaixo do fundo do mar.

Estes dois poços foram usados para fazer correlação (*seismic-well tie*) com a sísmica e providenciar, pelo menos, um posicionamento relativo da seção analisada neste trabalho. A seção sísmica de amplitude do volume 3D (Figura 24) mostra o posicionamento dos horizontes mapeados a partir das correlações entre sísmica e poços. Estes horizontes sísmicos representam topos cronoestratigráficos de acordo com as informações retiradas dos dois poços citados. Na

Figura 24, vê-se, portanto, que a seção sedimentar analisada neste trabalho é mais nova que o Eoceno médio. Essa é a informação mais detalhada que se pode determinar, com os dados disponíveis para esta pesquisa, sobre o posicionamento cronoestratigráfico da seção analisada.

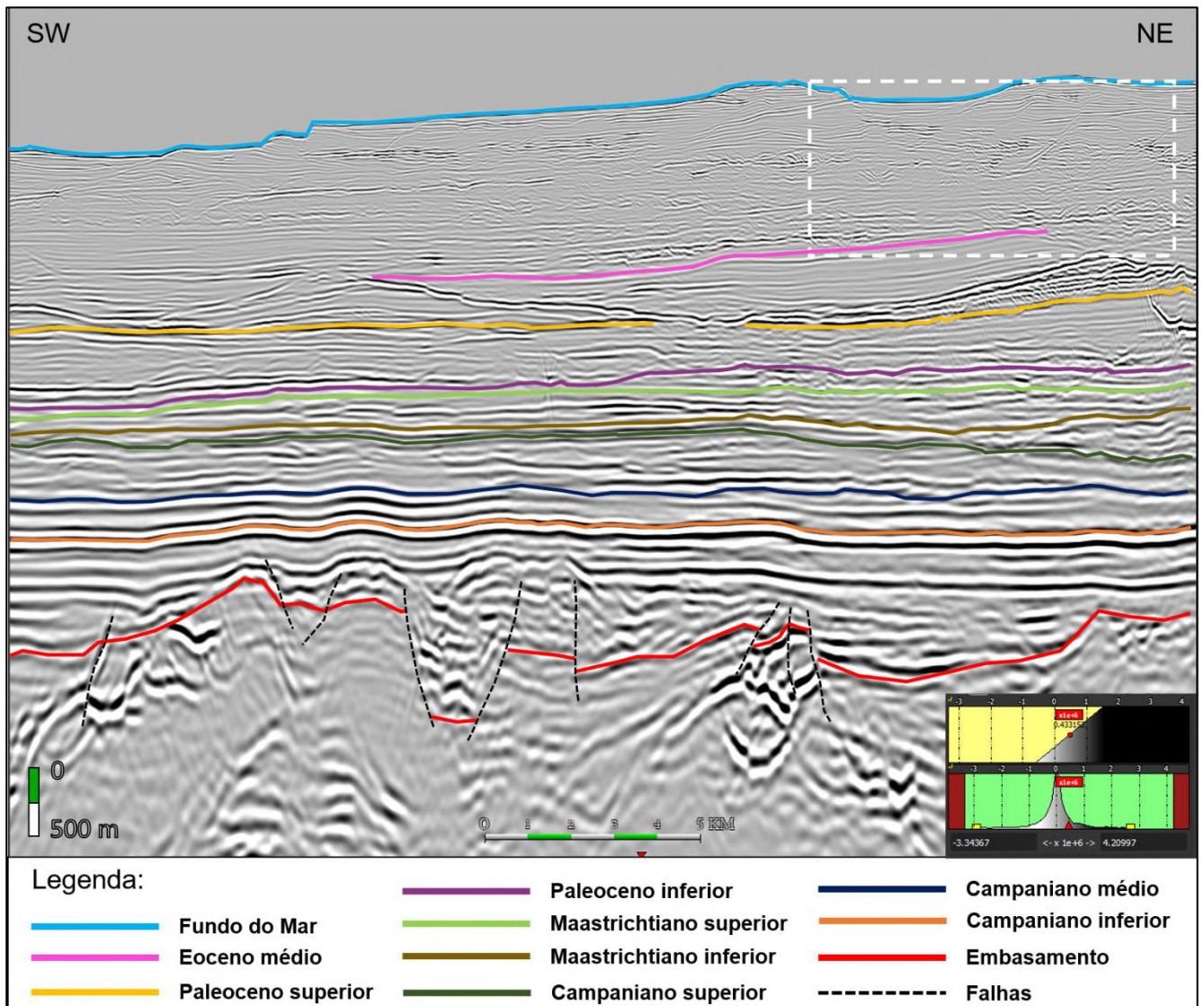


Figura 24 - Seção sísmica (inline 3383) com os horizontes fundo do mar, topo do Eoceno médio, topo do Paleoceno superior, topo do Paleoceno inferior, topo do Maastrichtiano superior, topo do Maastrichtiano inferior, topo do Campaniano superior, topo do Campaniano médio, topo do Campaniano inferior e topo do embasamento interpretados de acordo com os marcadores cronoestratigráficos dos poços 1-BRSA-1083-SES e 3-BRSA-1248D-SES. O retângulo tracejado delimita a área de análise deste trabalho. A escala vertical da imagem representa a profundidade abaixo do nível do mar. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20.

5.2 Interpretação Sísmica Detalhada do Objeto de Análise do Trabalho

A seção sedimentar analisada neste trabalho aparece em destaque no retângulo branco na Figura 24 e em detalhe na Figura 25. O objeto de estudo congrega um conjunto de feições imageadas em seções sísmicas (visualização bidimensional) que apresentam geometria com concavidade voltada para cima, típicas de feições canalizadas. A interpretação sísmica feita em seções visou dimensionar (largura e profundidade de escavação), além de individualizar e hierarquizar tais feições. Na seção sísmica mencionada, observa-se que há dois conjuntos de feições canalizadas, um maior que ocupa toda a porção central da seção e outro menor na porção nordeste.

Na seção sísmica da Figura 25 nota-se que as feições canalizadas que possuem suas duas margens íntegras, ou seja, que não foram degradadas por erosões subsequentes, têm largura de aproximadamente 5 km e profundidade de incisão máxima de aproximadamente 250 m. Essas feições que não tiveram suas margens degradadas por erosões subsequentes localizam-se na porção basal do conjunto.

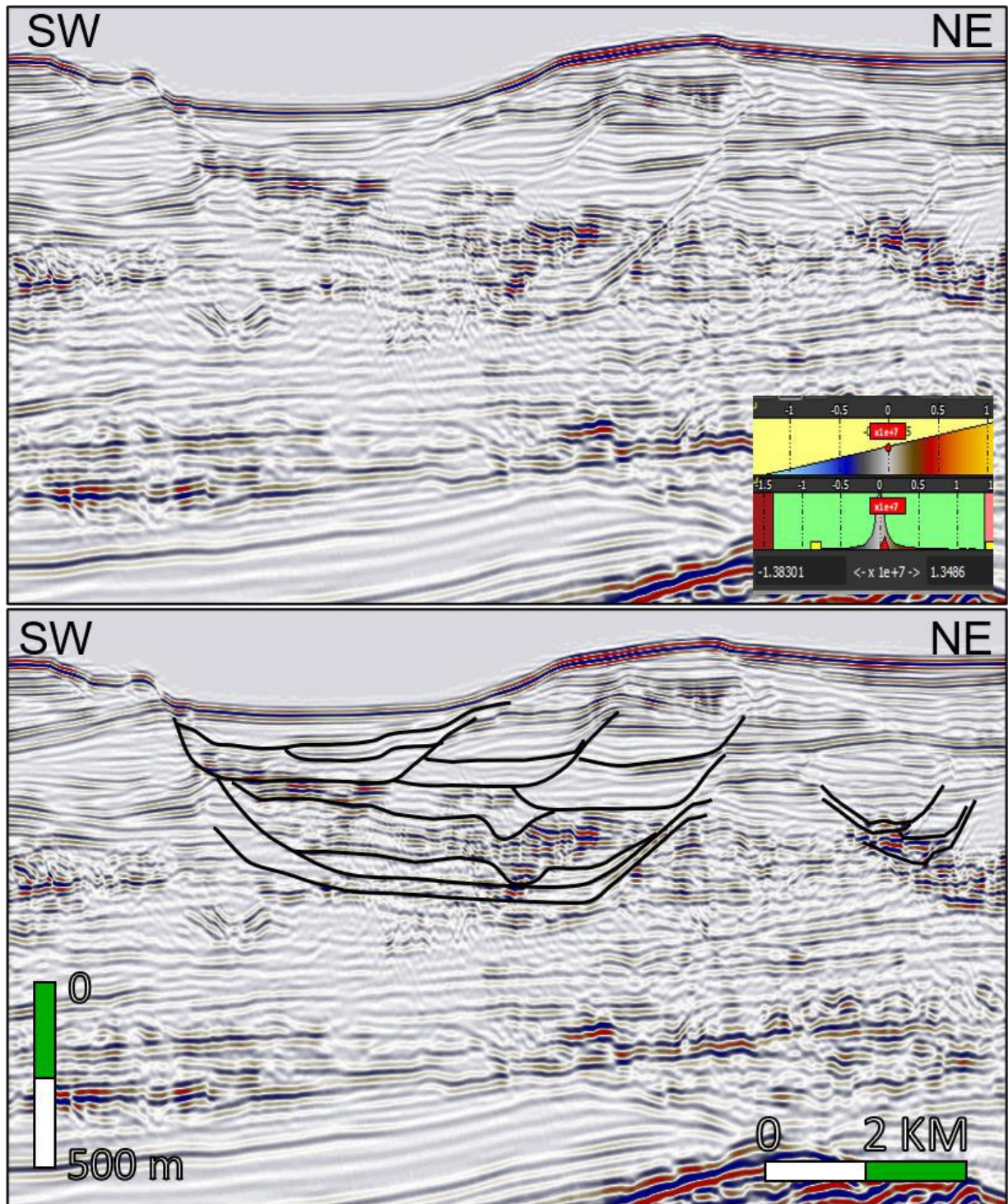


Figura 25 - (a) Seção sísmica (inline 3383) com atributo de impedância acústica relativa e *zoom* para a região com concentração de feições canalizadas. (b) Interpretação das feições canalizadas pelas linhas pretas. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20.

As feições canalizadas identificadas, de modo geral, possuem dimensões que variam de centenas de metros a quilômetros de largura e espessuras que variam de dezenas a centenas de metros, sendo diferentes elementos hierárquicos de depósitos turbidíticos.

5.3 Análise de Atributos Sísmicos

O atributo *cosine instant phase* facilitou a interpretação dos elementos internos das calhas. Esse atributo aumenta o contraste dos refletores sísmicos, facilitando a identificação do padrão de terminação e de sismofácies.

As bases das feições canalizadas são caracterizadas por truncarem os refletores abaixo delas enquanto os refletores internos possuem terminações em *onlap* em direção aos limites laterais (Figura 26). Além disso, os refletores internos às calhas possuem padrão de sismofácies paralela regular mais frequente no topo de cada calha (Figura 27).

De modo geral, cada calha trunca, na base, os refletores subjacentes e apresenta, na parte basal, um padrão de refletores irregular a caótico. Na Figura 25, pode-se verificar que na parte basal há grandes contrastes de amplitude. Na parte superior, em contrapartida, os contrastes de amplitudes são baixos. Além disso, a parte superior apresenta um padrão paralelo-regular de refletores, plano-paralelo ou inclinado.

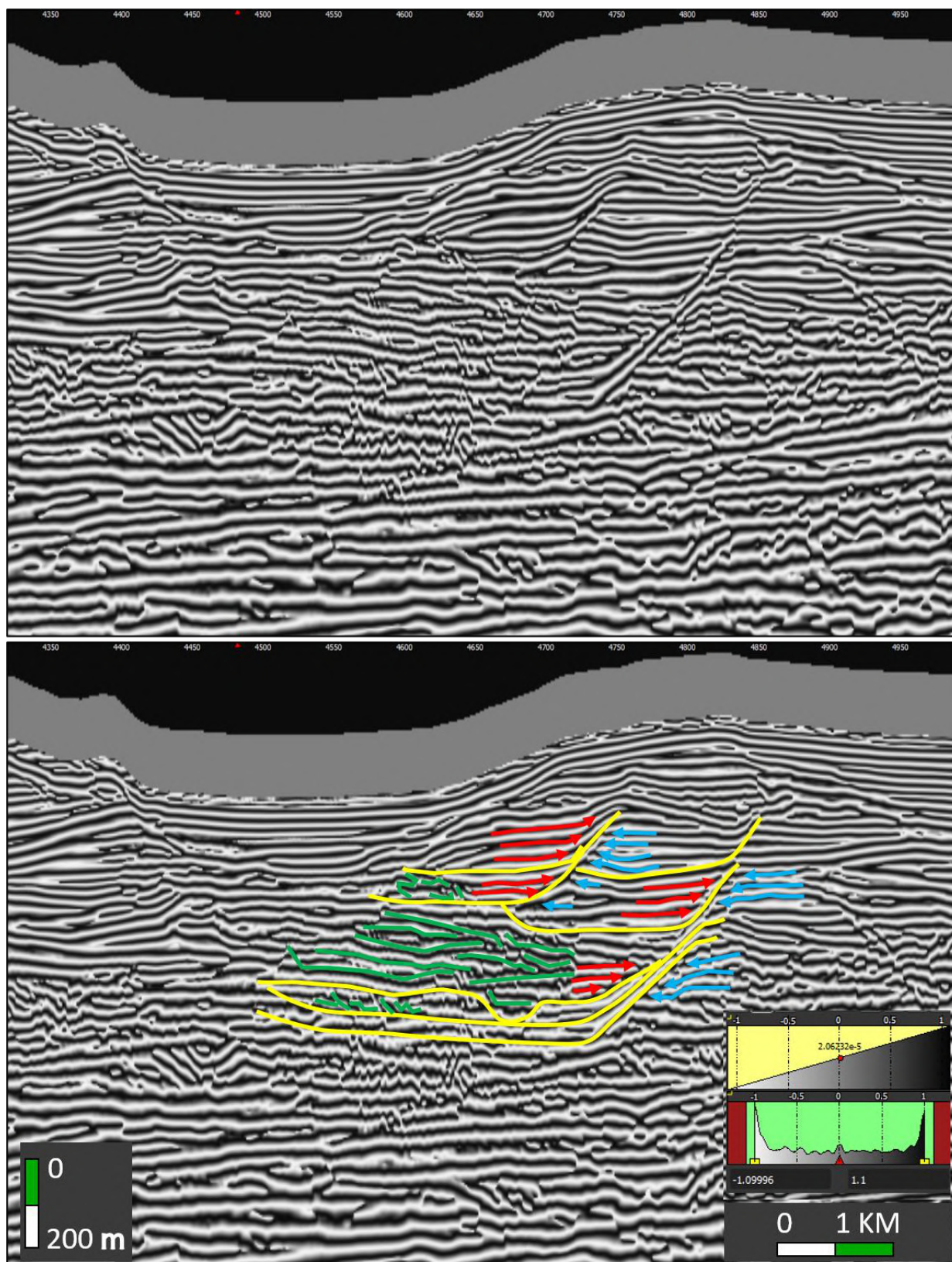


Figura 26 - Seção sísmica (inline 3383) com aplicação do atributo *cosine instant phase* e *zoom* na região com concentração de feições canalizadas interpretada com o truncamento erosional dos refletores marcados em azul pelas feições canalizadas marcadas em amarelo. Os refletores internos das feições canalizadas, marcados em vermelho, possuem terminações em *onlap* em direção às bordas das calhas. Os refletores nas bases das feições canalizadas, marcados em

verde, possuem padrão de sismofácies irregular a caótico. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20.

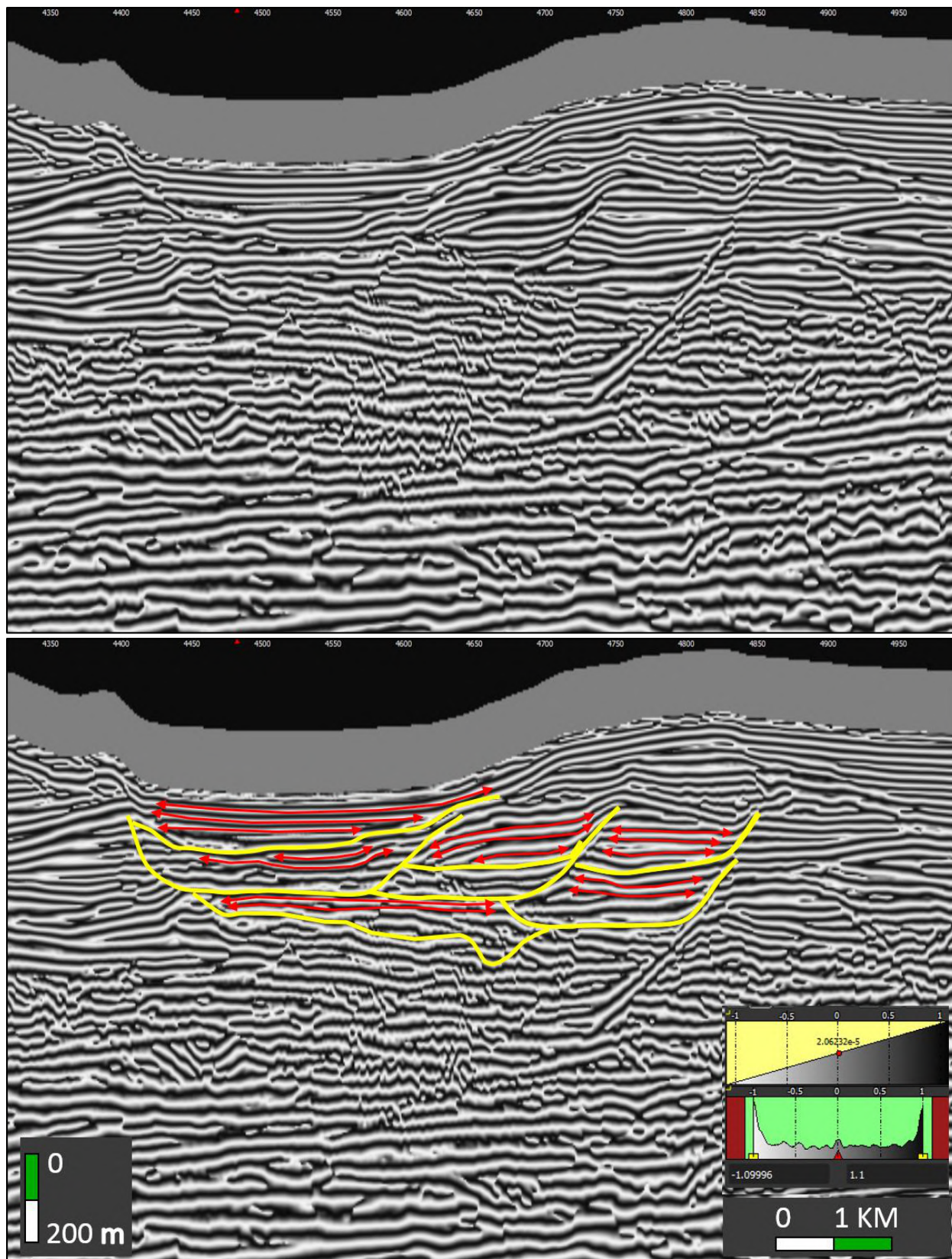


Figura 27 – Seção sísmica (inline 3383) com aplicação do atributo *cosine instant phase* e *zoom* na região com concentração de feições canalizadas interpretada com refletores internos a uma

calha, marcada de amarelo, evidenciando a sismofácies paralela regular. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20.

5.4 Mapas e Perspectivas Tridimensionais do Objeto de Análise

Os horizontes sísmicos das feições canalizadas mapeados nas seções foram interpolados e produziram superfícies tridimensionais (*3D Horizon Stack*). Assim, é possível ter uma melhor visualização da morfologia e da distribuição areal destas feições. Após este procedimento, foi extraído o atributo de *Máxima Amplitude Negativa* entre as superfícies tridimensionais. Esse processo permite o destaque de anomalias de amplitude relacionadas às interfaces entre depósitos lamosos e arenosos contidos entre as superfícies tridimensionais. Essa variação de amplitude deve-se ao fato de os depósitos arenosos rasos e inconsolidados possuírem densidade mais baixa e propagarem as ondas sísmicas mais lentamente que os depósitos argilosos nas mesmas posições, logo os primeiros têm menor impedância acústica que os segundos. Desta forma, na interface entre estes depósitos ocorrerá um forte contraste de impedância acústica. Considerando o topo de um depósito arenoso, este forte contraste de impedância acústica será negativo uma vez que a polaridade do dado sísmico interpretado é “normal”. Assim sendo, os topos dos depósitos arenosos serão representados por anomalias de amplitudes negativas.

O atributo *Máxima Amplitude Negativa* potencializa os maiores valores de amplitudes negativas e, em função do fundamento teórico descrito no parágrafo anterior, é amplamente usado como um *proxy* para a interpretação de depósitos arenosos. A extração do atributo em questão em um intervalo entre duas superfícies realçará a distribuição espacial das anomalias interpretadas como depósitos arenosos. As Figuras 28, 29 e 30 mostram o horizonte das superfícies canalizadas interpretadas na seção sísmica e o mesmo horizonte já interpolado como uma superfície em mapa. As superfícies (mapas) também ilustram, na cor amarela, as anomalias de máximas amplitudes negativas extraídas entre a superfície mostrada e a imediatamente superior. Estas anomalias, como já mencionado, são interpretadas como depósitos arenosos.

Nas imagens **A** dessas figuras, mostra-se um horizonte destacado em amarelo que contém a feição canalizada destacada em vermelho. Esse horizonte é mostrado em mapa nas imagens **B**, nas quais a parte da seção mostrada na imagem A é representada pela linha rosa.

Nos mapas é possível visualizar a morfologia das feições canalizadas e identificar que possuem orientação NW-SE. Por fim, percebe-se a existência de outras feições canalizadas, de mesma orientação, distribuídas lateralmente. As Figuras 31, 32 e 33 apresentam as mesmas superfícies das 3 figuras anteriores, mas, neste caso, em uma visada tridimensional para melhor visualização do relevo das superfícies canalizadas.

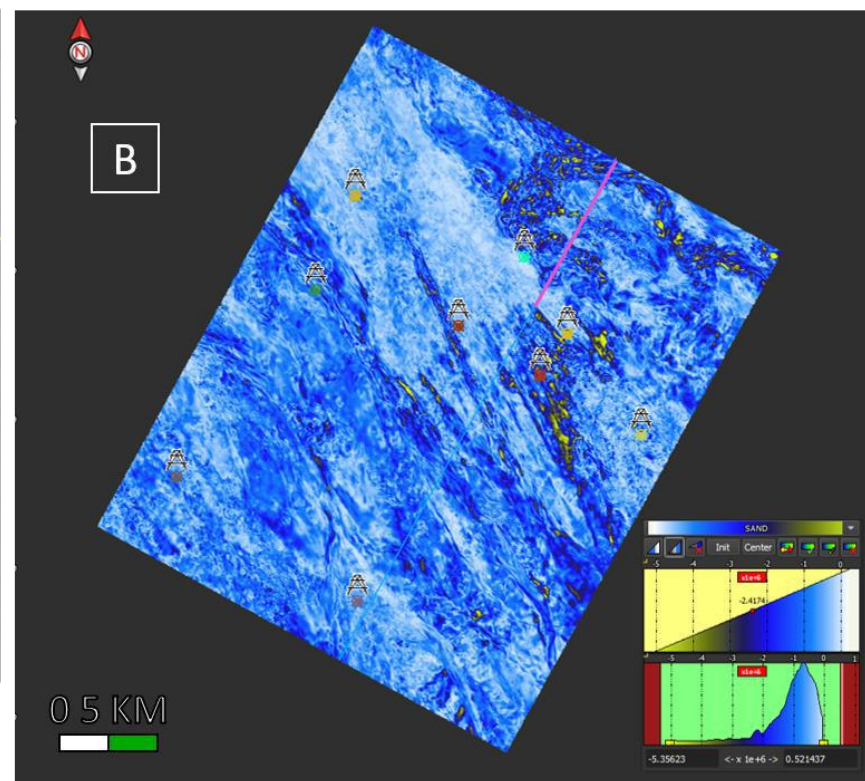
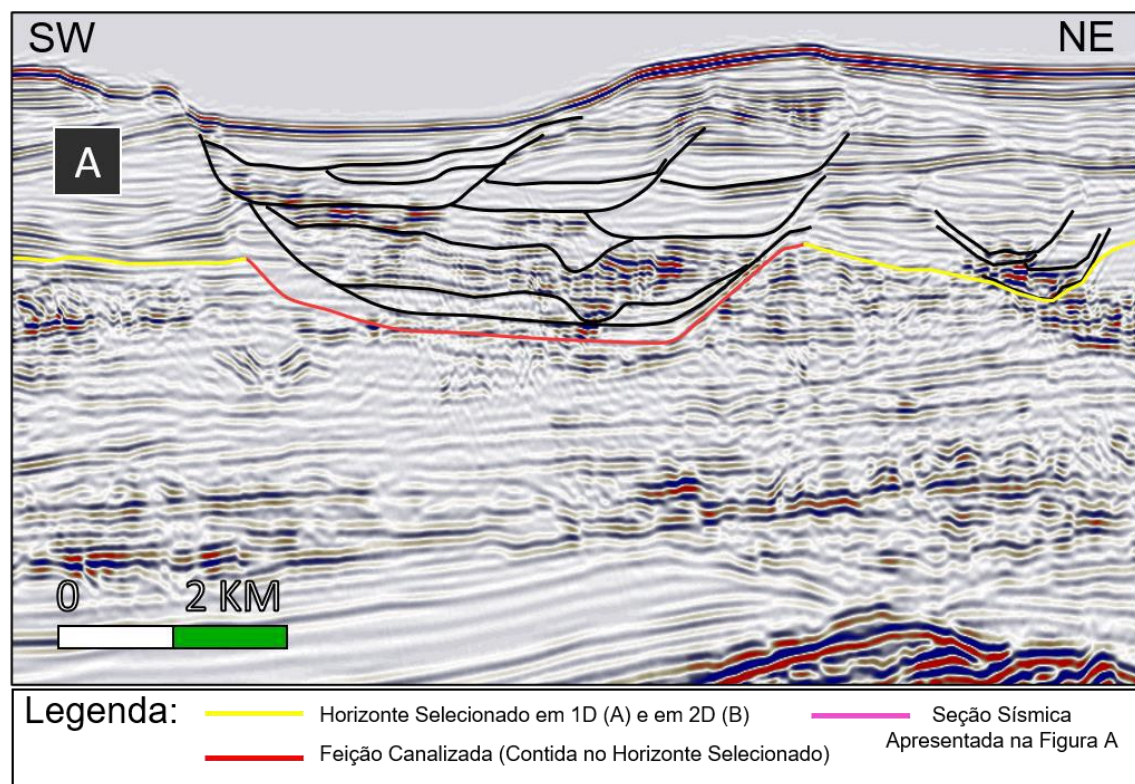


Figura 28 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos.

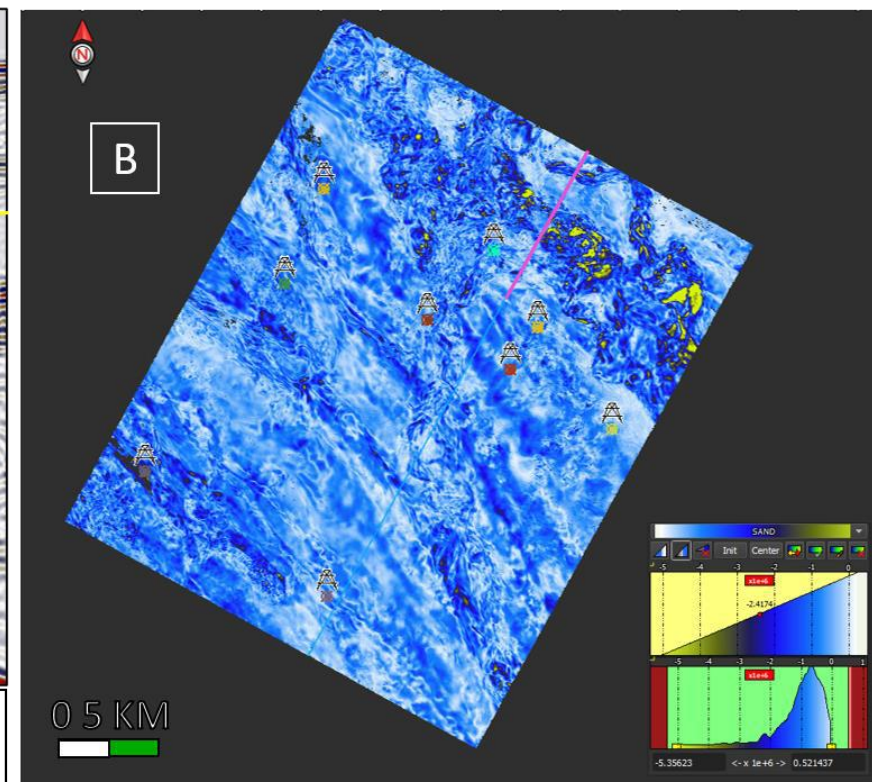
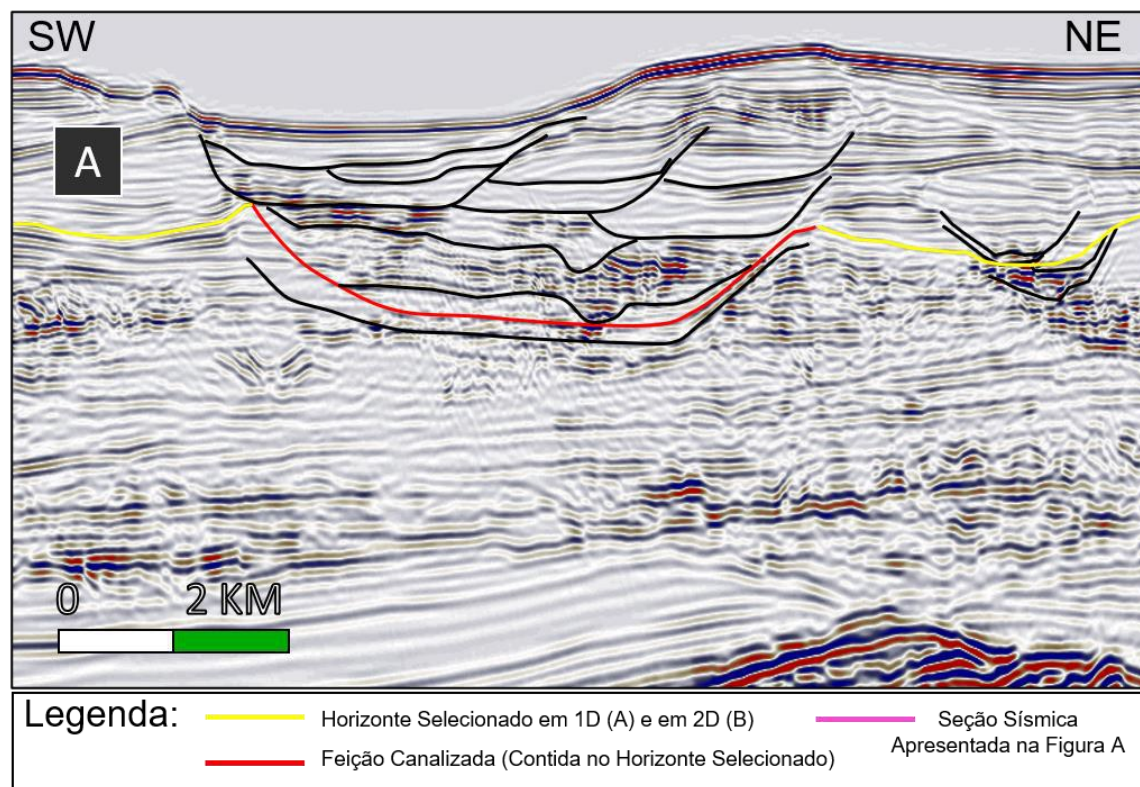


Figura 29 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos.

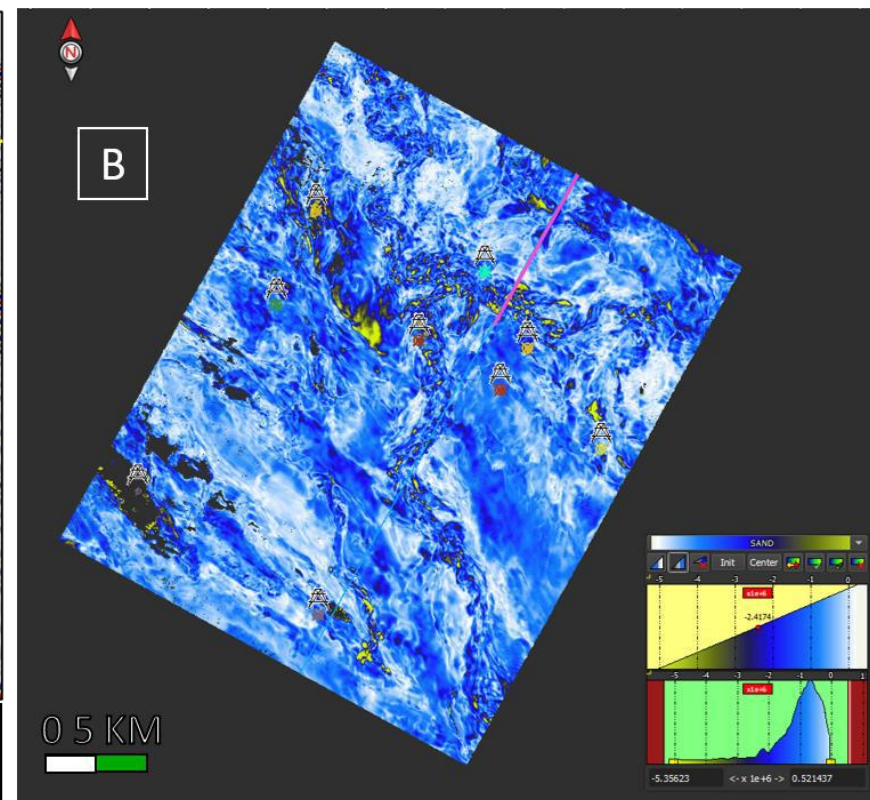
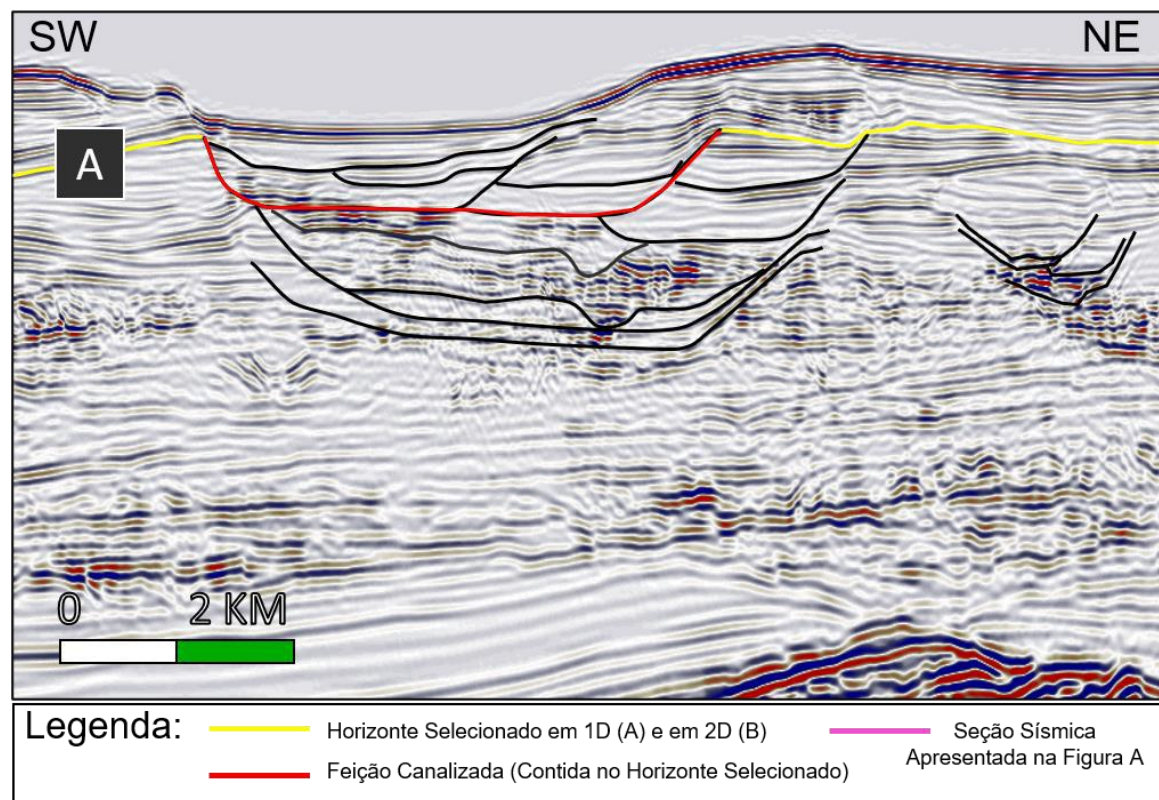


Figura 30 - (A): Seção sísmica (inline 3383) com a interpretação das superfícies canalizadas. A feição destacada em vermelho é parte do horizonte destacado em amarelo que está representado em mapa na imagem B. A localização da inline 3383 é mostrada na Figura 20. (B): Superfície do horizonte destacado na imagem A. A parte da inline 3383 mostrada na imagem A é representada pela linha rosa. Os destaques em cor amarela representam anomalias de amplitude interpretadas como o topo de depósitos arenosos

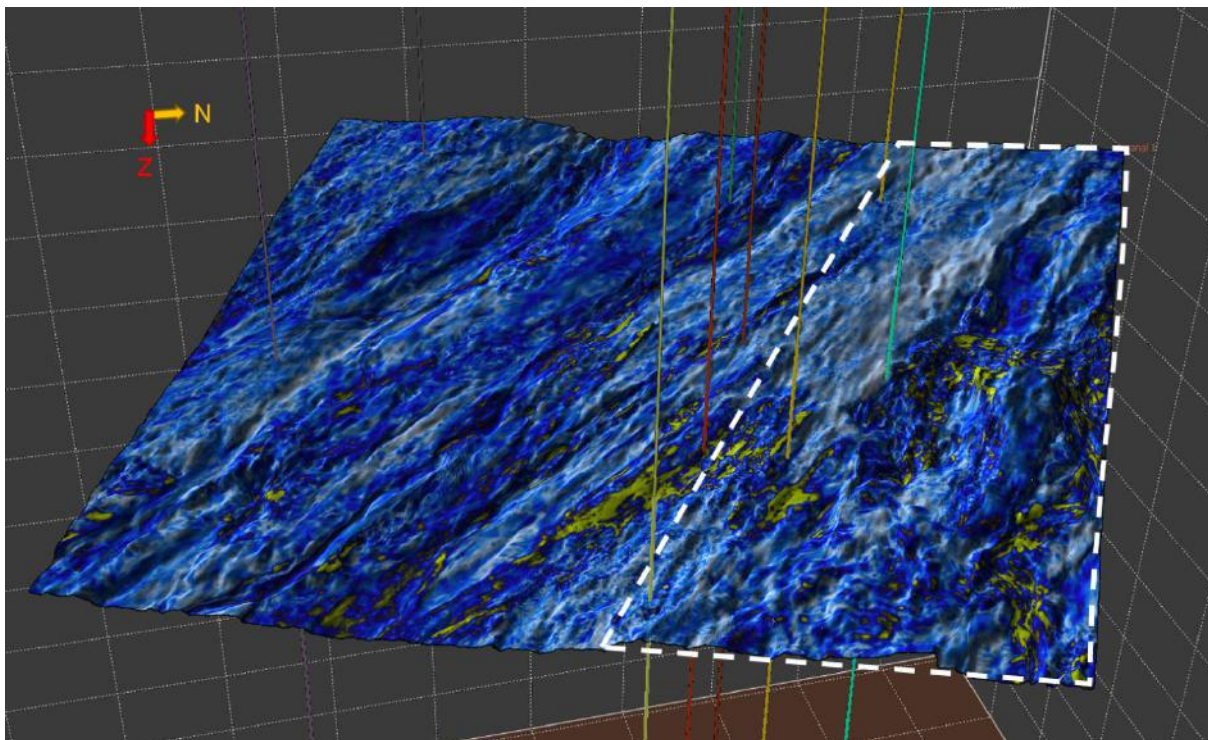


Figura 31 - Feição canalizada destacada na Figura 28 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos.

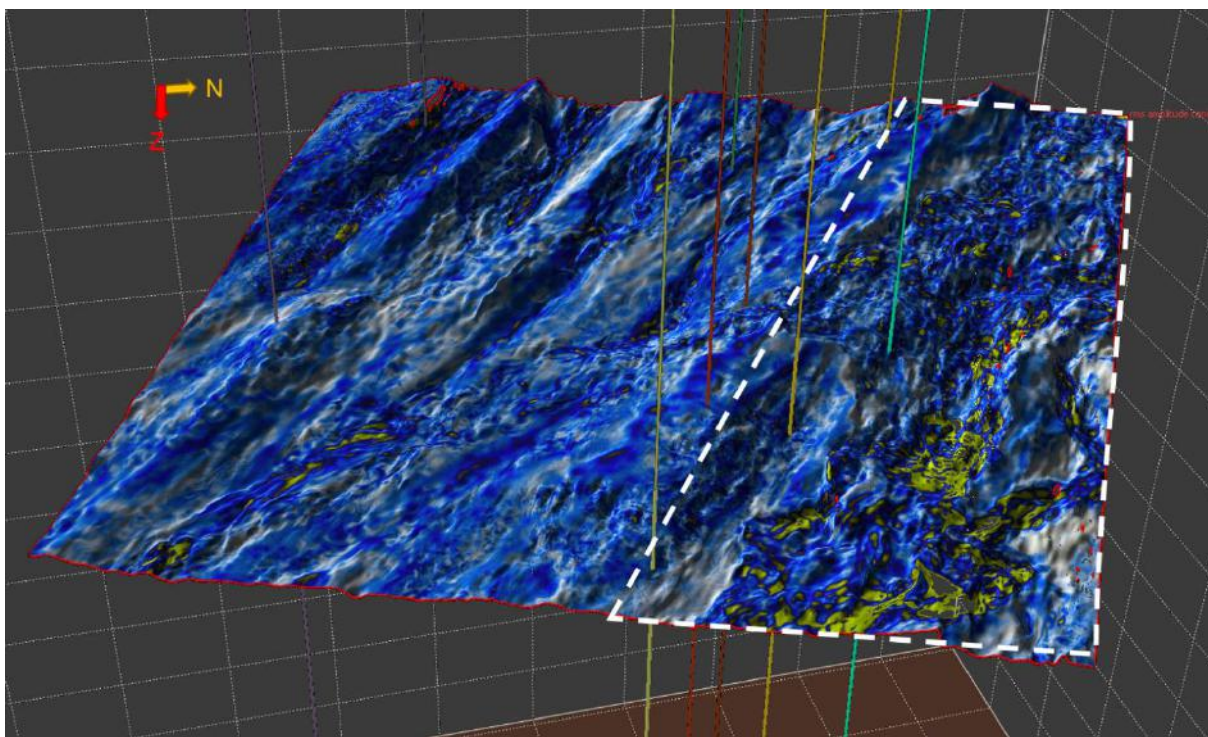


Figura 32 – Feição canalizada destacada na Figura 29 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos.

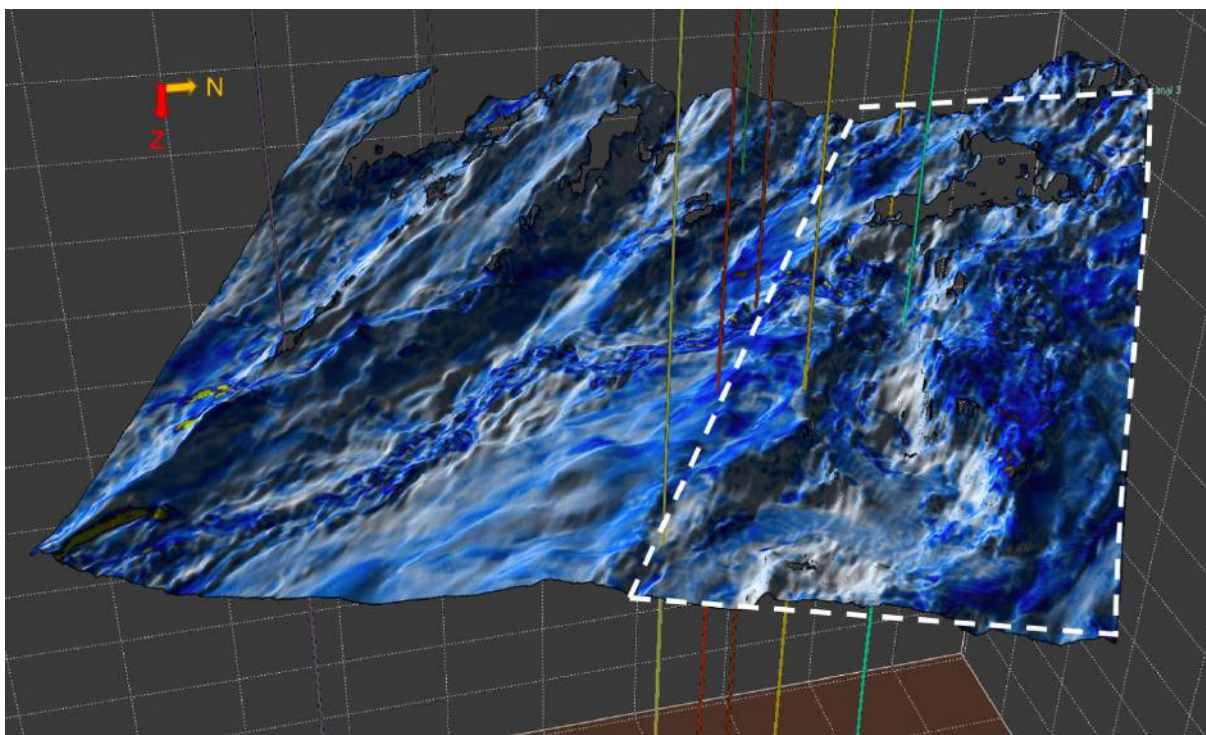


Figura 33 – Feição canalizada destacada na Figura 30 em 3D com destaque para a região objeto desse estudo. O atributo amplitude máxima negativa destaca os picos de amplitude negativa (em cor amarela) que podem representar depósitos arenosos.

6 DISCUSSÕES

6.1 Interpretação e hierarquização das feições canalizadas

Como demonstrado nos resultados deste trabalho, as geometrias das feições canalizadas foram interpretadas em seções sísmicas que correspondem a cortes mais ou menos ortogonais ao sentido longitudinal, e em superfícies tridimensionais onde é possível observar as variações topográficas e a distribuição areal das feições discutidas. O critério utilizado, em seções sísmicas, para a delimitação das feições foi a identificação de truncamentos de horizontes sísmicos por outros horizontes com geometria característica de concavidade voltada para cima. As figuras 23, 24 e 25 mostram que as faces laterais das feições em questão são subverticais e suas superfícies basais, sub-horizontais. Apenas uma feição apresentou as duas faces laterais preservadas, em todas as outras, vê-se apenas uma face lateral preservada. Os resultados mostrados também deixam bem evidente que há variação entre escalas horizontais e verticais

das feições canalizadas. As geometrias observadas, tanto em seções sísmicas como em mapas, descritas em detalhes nos resultados, são aqui interpretadas, baseado em trabalhos clássicos sobre o tema, tais como Sprague *et al.* (2002), Mayall *et al.* (2006), Mayall *et al.* (2010), Deptuck *et al.* (2007), e Nascimento *et al.* (2020), como canais submarinos no talude continental escavados por fluxos gravitacionais erosivos. O termo canal neste caso é tão somente uma designação genérica para as feições erosivas observadas. A seguir, é feita uma discussão detalhada sobre as designações mais apropriadas para as feições erosivas canalizadas e identificadas genericamente, até este momento, como “canais”.

A variação de escalas observada entre os canais sugere que existe uma hierarquia de tamanhos entre eles o que, segundo Mayall *et al.* (2006), reflete uma hierarquia de eventos relacionados à variação do nível de base da bacia dentro do contexto da Estratigrafia de Sequências. Trabalhos como os de Sprague *et al.* (2002), Moraes *et al.* (2006), Mayall *et al.* (2006), Gardner *et al.* (2008), Figueiredo *et al.* (2012) e Nascimento *et al.* (2020) propõem que a hierarquia de canais submarinos está relacionada à possibilidade de identificação de elementos unitários e à forma de agrupamentos dos mesmos. Os autores supracitados nomeiam a menor feição identificada como *Canal Individual*, ou unitário, o agrupamento dos elementos unitários conforma um *Conjunto de canais*. No caso de canais individuais, ou unitários, é importante chamar atenção que Figueiredo *et al.* (2012) propõem que esses estão abaixo da resolução sísmica, mesmo que sísmica 3D, logo, não são identificados neste tipo de dado, desta forma, os menores elementos identificados neste trabalho foram os conjuntos de canais.

O agrupamento de conjuntos de canais conforma um *Complexo de Canais*. Até este estágio é possível observar uma íntima relação entre estes vários elementos hierárquicos. Na maioria dos casos, como o analisado nesse trabalho, tanto os conjuntos de canais, como os canais individuais encontram-se constrictos dentro dos limites erosivos da feição maior classificada como complexo de canais. Há casos em que os complexos de canais se repetem no registro

estratigráfico empilhados verticalmente ou com deslocamento lateral (*offset*), neste caso, o conjunto como um todo é chamado de *Conjunto de Complexo de Canais*. Este nível hierárquico também é observado neste trabalho. Cada um destes elementos hierárquicos está relacionado ao contexto do desenvolvimento estratigráfico da bacia como decorrência da variação do seu nível de base.

Conjunto de canais: por serem os menores elementos passíveis de serem individualizados em sísmica são os mais difíceis de terem os seus limites claramente identificados. A interpretação sísmica padrão para identificá-los leva em consideração truncamentos de refletores e variações de amplitudes de refletores dentro dos complexos de canais. Neste trabalho não foi feito um esforço para individualização de conjuntos de canais, desta forma, estes foram apenas agrupados e representados por uma única superfície. Conjuntos de canais possuem de dezenas a poucas centenas de metros de largura e poucas dezenas de metros de profundidade (Figura 34).

Complexos de Canais: diferentemente dos conjuntos de canais, os complexos de canais são facilmente identificados nos dados sísmicos uma vez que suas superfícies são representadas por refletores muito evidentes que claramente são identificados e podem ser relacionados com outros refletores abaixo e acima. Com os refletores abaixo observa-se relação de truncamento e aqueles acima repousam sobre as superfícies delimitantes dos complexos de canais com terminação em *onlap*. Complexos de canais possuem largura quilométrica com profundidade de poucas centenas de metros. Na feição principal analisada neste trabalho, foram individualizados 6 (seis) complexos de canais, os quais de acordo com Huang (2018) podem ser classificados como complexos de canais confinados, os quais são típicos de ambientes de talude médio (Figura 34).

Conjunto de Complexos de Canais: estas feições conformam um agrupamento de complexos de canais empilhados verticalmente ou com deslocamento lateral cujas relações

estratigráficas (discutidas mais à frente) guardam vínculos. O caso estudado, como um todo, se conforma como único conjunto de complexos de canais. As dimensões de um conjunto de complexo de canais são muito variáveis, pois depende da forma como ele se desenvolve. O caso estudado desenvolveu-se com empilhamento vertical sem *offset* lateral, neste caso a razão das dimensões vertical/horizontal será alta. Em um outro extremo, o conjunto pode migrar lateralmente com um reduzido incremento vertical. Neste caso, a razão das dimensões será baixa.

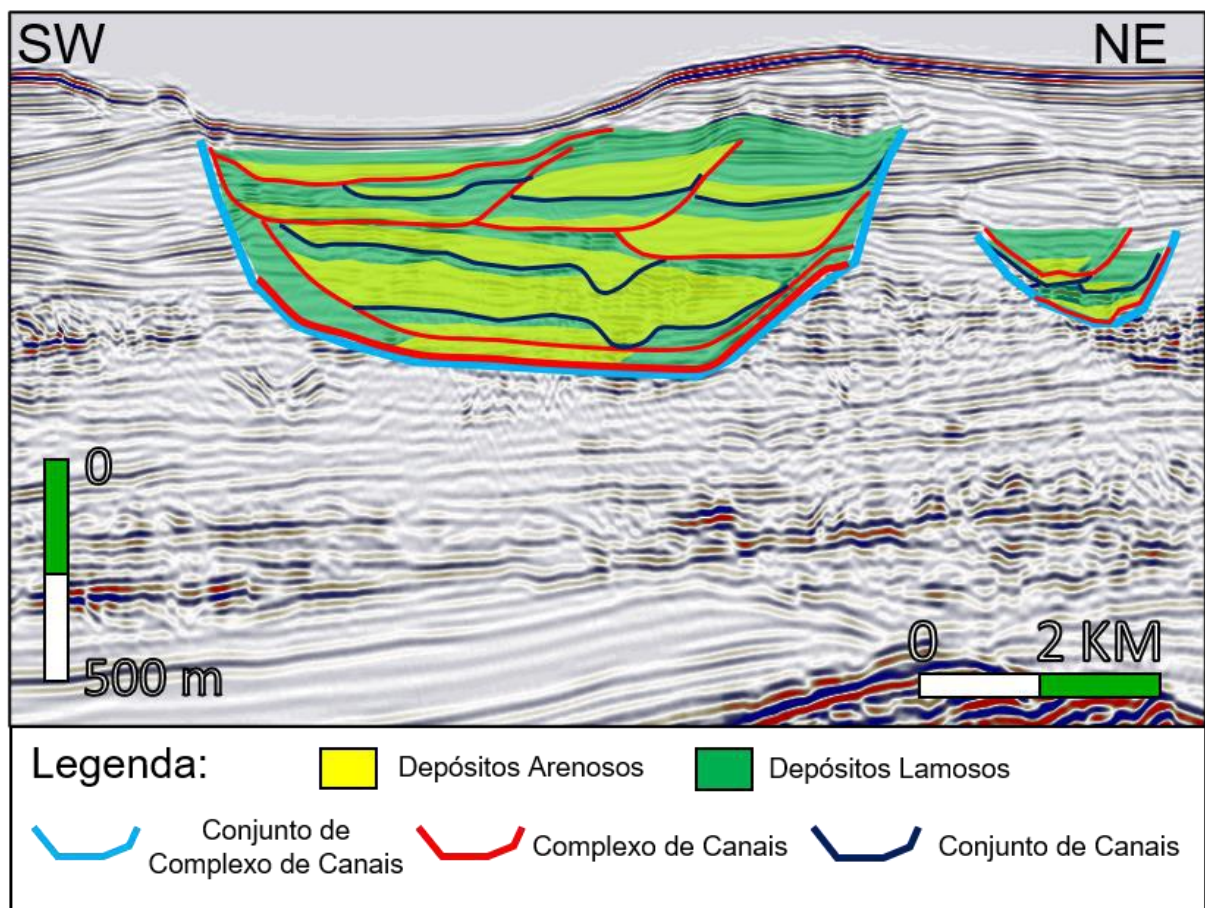


Figura 34 - Hierarquização dos elementos arquiteturais das feições canalizadas interpretadas.

6.2 Tipos de Depósitos que Preenchem os Canais

Utilizando-se de ferramentas de análises da sismoestratigrafia, tais como identificação de sismofácies e padrão de terminação de refletores, foi feita a interpretação dos depósitos internos das feições canalizadas. Na porção basal dos complexos de canais, o padrão de refletores irregulares e descontínuos com fortes contrastes de amplitudes (contraste de impedância acústica) (Figura 26) sugere forte presença de depósitos arenosos intercalados com depósitos argilosos. Como já explicado anteriormente, o alto contraste de amplitude entre refletores pode ser associado à interface argilito/arenito e o padrão irregular/descontínuo dos mesmos com erosões de estratos previamente depositados em uma dinâmica conhecida na literatura geocientífica como corte e preenchimento (Gardner *et al.*, 2008). Esta interpretação leva à inferência de que processos sedimentares de alta energia atuaram nesta fase de construção dos conjuntos de canais. Dentro do ambiente sedimentar em questão, qual seja, talude continental em uma bacia marinha aberta, conclui-se que os processos sedimentares energéticos reportados acima estejam relacionados a fluxos gravitacionais, especificamente, correntes de turbidez. Kneller (1995) propôs que correntes de turbidez podem ter caráter tanto erosivo quanto deposicional. Os parâmetros de controles estão relacionados principalmente à densidade da corrente e ao seu perfil de equilíbrio, sendo que estas características podem variar no tempo e no espaço para uma mesma corrente.

A interpretação da dinâmica de preenchimento e corte a partir do padrão de irregularidade e descontinuidade dos refletores sísmicos também sugere que as correntes de turbidez nesta região possuíram energia muito próxima do limiar entre erosão e deposição, daí por que não se identifica claramente as superfícies erosivas que conformam os conjuntos de canais. Ao contrário, as superfícies erosivas que delimitam os complexos de canais são muito bem identificadas denotando uma fase em que apenas correntes de turbidez altamente energéticas de

caráter eminentemente erosivo abriram as calhas que posteriormente foram preenchidas pelos canais individuais e conjuntos de canais.

Na porção superior dos complexos de canais, o padrão de refletores regular e contínuos com baixos contrastes de amplitudes (contraste de impedância acústica) sugere predominância de depósitos argilosos com pouca presença de depósitos arenosos. Este padrão de refletor também permite inferência sobre os processos sedimentares atuantes na deposição sendo eles, predominantemente, decantação de sedimentos pelíticos (Mitchum Jr, 1978).

6.3 Evolução Estratigráfica

Como discutido acima, erosões submarinas em taludes continentais de bacias marinhas abertas podem ser ocasionadas por fluxos gravitacionais erosivos. Neste caso analisado, já foi discutido e interpretado que o corte e preenchimento dos complexos de canais, conjunto de canais e canais individuais são decorrentes da ação de correntes de turbidez altamente energéticas e erosivas. Sendo as superfícies erosivas dos complexos de canais aquelas de maior dimensão, é possível relacioná-las a eventos de maior amplitude, mas de menor frequência (o que significa mais tempo transcorrido) da senoide que define a variação do nível de base (Figura 35).

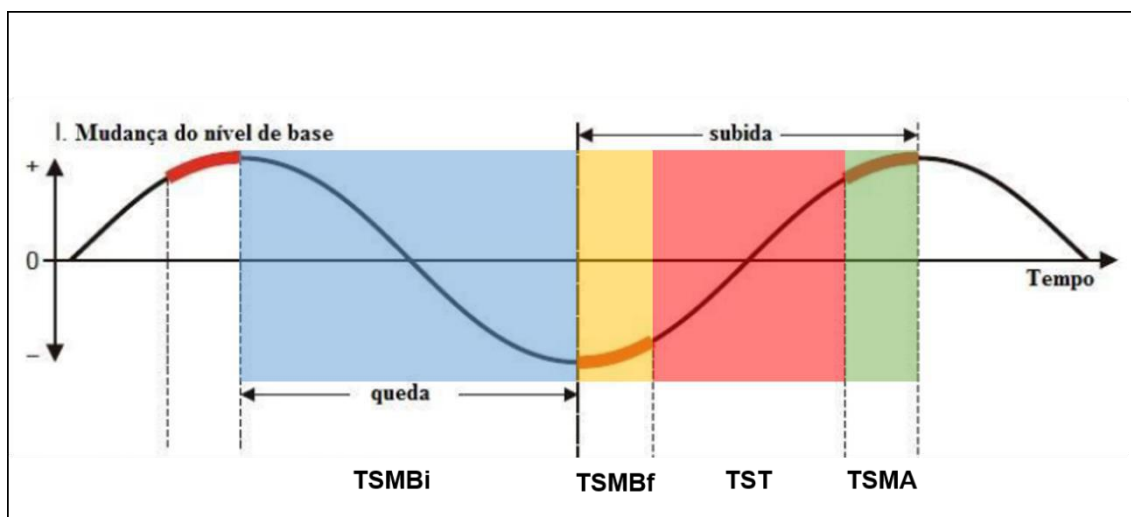


Figura 35 - Senoide que define a variação do nível de base com os respectivos tratos de sistema; TSMBi (Trato de sistemas de mar baixo inicial), TSMBf (Trato de sistemas de mar baixo final), TST (Trato de sistemas transgressivo) e TSMA (Trato de sistemas de mar alto) (Modificado de Catuneanu, 2006).

Apesar de as informações cronoestratigráfica dos poços não terem sido suficientes para fazer uma interpretação em termos absolutos para os eventos que definiram a evolução estratigráfica da seção estudada, o evento que proporcionou a formação do maior conjunto de complexos de canais foi interpretado como sendo a discordância do Tortoniano definida por Araís (2006) como sendo uma queda eustática global bem marcada na bacia de Sergipe-Alagoas, tendo inclusive proporcionado a deposição da Formação Barreiras na porção proximal da bacia. A partir dessa discordância, o padrão de empilhamento sedimentar passa de um caráter agradacional para progradacional. Isso é possível de ser observado na carta estratigráfica (Figura 5). A base do conjunto de complexo de canais foi interpretada como sendo a superfície que marca essa mudança do empilhamento sedimentar. Portanto, o conjunto de complexos de canais principal foi posicionado na seção entre o Eomicoceno (Tortoniano) ao presente.

É possível, também, fazer uma interpretação relativa dos eventos. Desta forma, considera-se que as fases erosivas dos complexos de canais estão relacionadas à maior queda do nível de base, posto que isso implicaria em um grande reajuste no perfil de equilíbrio do talude, condicionando a abertura de grandes feições erosivas. Nesta fase altamente energética, as

correntes de turbidez erodem a região do talude continental superior e carregam seus sedimentos para serem depositados em situações bem mais distais do sopé do talude e de bacia profunda.

No contexto da Estratigrafia de Sequências, este seria o momento do trato de sistema de mar baixo inicial, de acordo com a interpretação clássica de Posamentier e Allen (1993). É claro que isso não se dá em um único evento de queda do nível de base, mas em sucessivos eventos onde predomina a erosão pontuada por eventos de subidas do nível de base de pouca intensidade quando ocorre alguma deposição. Todavia, no ambiente de talude continental, durante o trato de sistema de mar baixo inicial, a erosão predomina em relação à deposição, logo as erosões subsequentes irão erodir os poucos depósitos ocorridos na pequena subida do nível de base anterior (Figueiredo *et al.*, 2012). Desta forma, o registro do trato de sistema de mar baixo inicial no talude continental é, geralmente, tão somente uma superfície erosiva, no caso estudado, a superfície erosiva dos complexos de canais.

Após o trato de sistema de mar alto inicial, ocorre o trato de sistema de mar alto tardio, de acordo com Posamentier e Allen (1993) neste trato o nível de base começa a subir, logo o perfil de equilíbrio se estabiliza diminuindo a energia das correntes de turbidez com a consequente interrupção de transporte de sedimentos para regiões mais distais. No trato de sistema de mar baixo tardio começa o preenchimento dos condutos abertos na fase anterior. Esse preenchimento se dá pela captação dos sedimentos em “*ponds*” na superfície irregular dos canais que aprisionam os sedimentos arenosos carregados por fluxos gravitacionais. O formato irregular destes depósitos pode ser percebido nas Figuras 28, 29 e 30 em que as anomalias de amplitude negativas marcadas em amarelo nos mapas (imagens B) possuem forma irregular, como se fossem “poças” de areia.

Da mesma forma que na abertura das feições erosivas, este preenchimento não se dá em um único evento, mas em diferentes eventos de subida do nível de base pontuado por pequenas

descidas. Ao contrário da fase anterior, nesta fase predomina a deposição em relação à erosão. No caso estudado, os depósitos desta fase são aqueles interpretados como predominantemente arenosos que ocorrem sempre na porção inferior do preenchimento dos complexos de canais. As erosões observadas estão relacionadas às quedas pontuais do nível de base.

Com o fim do trato de sistemas de mar baixo final, inicia-se o trato transgressivo, porém, ainda neste caso sendo pontuado por eventos de regressão. Os depósitos predominantemente lamosos que colmatam os complexos de canais são interpretados como representantes do trato transgressivo. Em síntese, as superfícies erosivas dos complexos de canais representam o trato de mar baixo inicial; os conjuntos de canais (superfícies erosivas e seus respectivos preenchimentos) representam o par descida-subida do nível de base principalmente durante o trato de sistema de mar baixo final, mas, também durante o início do trato transgressivo. Figueiredo *et al.* (2012) propõem que canais individuais podem não estar relacionados a eventos alocíclicos como os discutidos acima, mas a eventos autocíclicos como, por exemplo, avulsões de canais. É importante ressaltar que neste trabalho a evolução proposta condiciona uma relação genética entre os elementos Complexos de Canais, Conjunto de Canais e Canais Individuais. O conjunto de complexo de canais seria, desta forma, uma repetição deste ciclo no tempo. O gráfico na Figura 35 sumariza as variações do nível de base e funciona como modelo estratigráfico que descreve a evolução de canais/complexos de canais em taludes continentais.

Baseado nas premissas teóricas reportadas acima, foi possível construir um modelo para a evolução estratigráfica do conjunto de complexos de canais principal sumarizado nas Figuras 36, 38, 40, 42, 44 e 46. O conjunto menor não foi incluído no modelo.

Cada um dos 6 (seis) complexos de canais identificados, considerando-se corte e preenchimento, foi interpretado como tendo sido o resultado de um ciclo completo de descida e subida do nível de base. A repetição dos complexos de canais no registro geológico ratifica o caráter cíclico de seguidos eventos de variação do nível de base.

O complexo de canais mais antigo, complexo de canal 1, como imageado na seção sísmica transversal analisada, deixou pouco registro geológico, uma vez que foi quase totalmente canibalizado pelo evento erosivo subsequente (Figura 36), porém os princípios teóricos discutidos na porção inicial deste tópico permitem interpretá-lo como sendo o resultado de processos predominantemente erosivos durante o trato de mar baixo inicial e processos predominantemente deposicionais durante o trato de mar baixo final e início do transgressivo.

O mesmo raciocínio se aplica para os 5 (cinco) complexos de canais subsequentes, porém, nestes casos, alguns, como o segundo na ordem cronológica, deixaram, na seção analisada, bastante registros da fase deposicional. Devido à ausência de controle temporal, a interpretação estratigráfica possível é apenas relativa, ou seja, complexos de canais são resultados de variações no nível de base de baixa frequência enquanto que, seus preenchimentos, também decorrentes de eventos de cortes e preenchimentos, mas, de menor intensidade, são resultados de variação do nível de base de mais alta frequência (Figuras 37, 39, 41, 43, 45 e 47).

Uma inferência de caráter apenas especulativo para tal evolução estratigráfica poderia considerar que os complexos de canais seriam resultados de variações do nível de base de terceira ordem, uma vez que, segundo Vail *et al.* (1977), podem ser facilmente identificados em dados sísmicos. Além do mais, a Figura 24 mostra o tempo de iniciação de erosão do primeiro complexo de canais à meia-distância entre o Eoceno superior e o atual fundo mar. Isso sugere que o tempo decorrido entre o início do primeiro complexo de canais e o fundo do mar atual onde o conjunto de complexo de canais se encerra deva estar na escala de mais de uma dezena de milhões de anos. Este intervalo temporal comportaria 6 (seis) sequências de terceira ordem as quais, segundo Mitchum e Van Wagoner, (1991) se desenvolvem, normalmente, em um tempo entre 1 e 2 milhões de anos. Os eventos de variação do nível de base de mais altas frequências, responsáveis pelo desenvolvimento dos conjuntos de canais que preenchem as erosões dos complexos de canais seriam decorrentes de eventos de quarta e/ou quinta ordem,

variando entre 200 e 10 mil anos. Estes eventos, segundos os autores supracitados, estão relacionados a variações glacioeustáticas decorrentes dos ciclos orbitais, os quais são mais intensos em períodos de *icehouse*, tal qual a Terra tem estado desde o Mioceno superior (Mitchum e Van Wagoner, 1991).

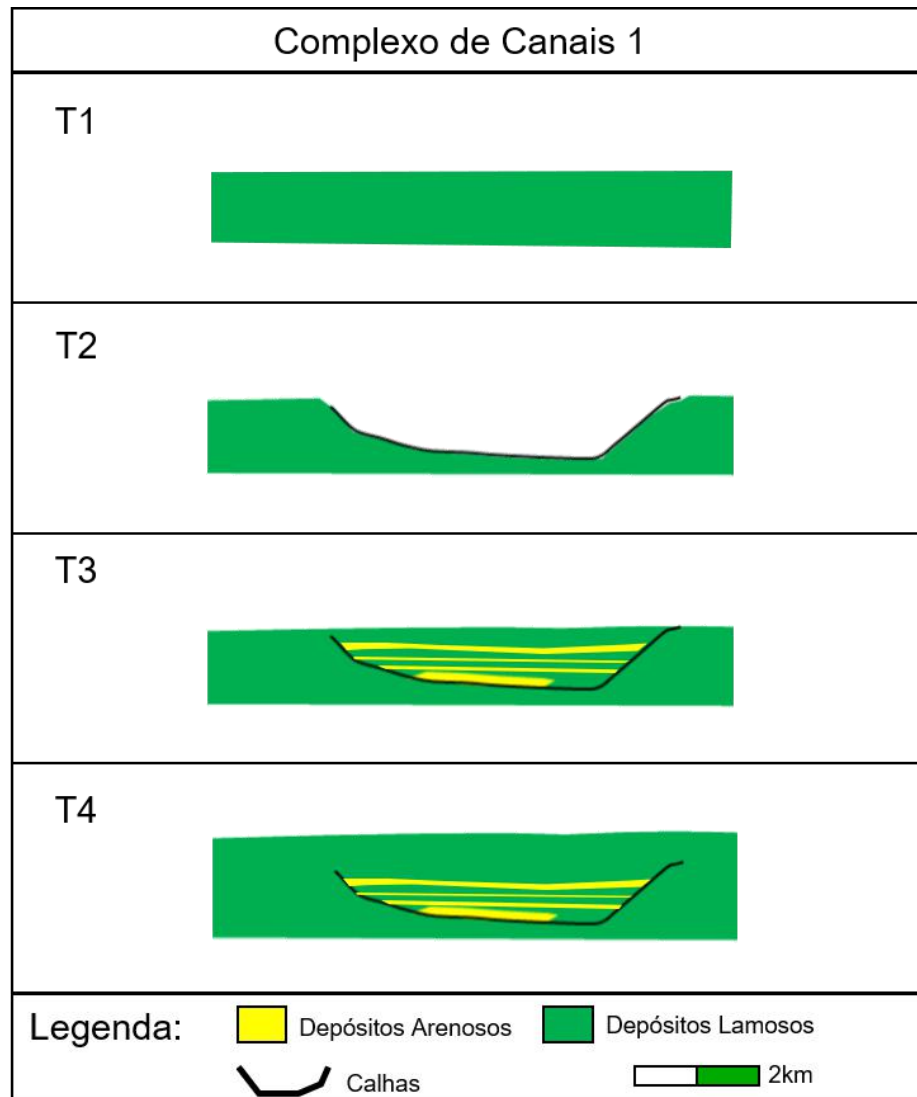


Figura 36 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 1.

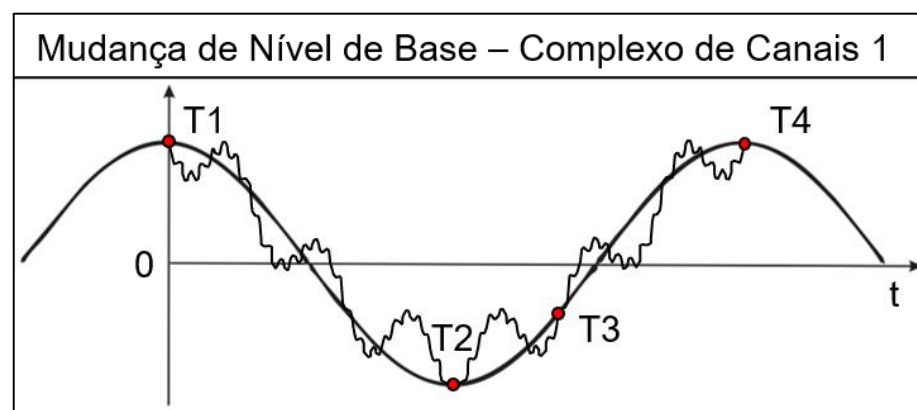


Figura 37 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 34 para o complexo de canais 1.

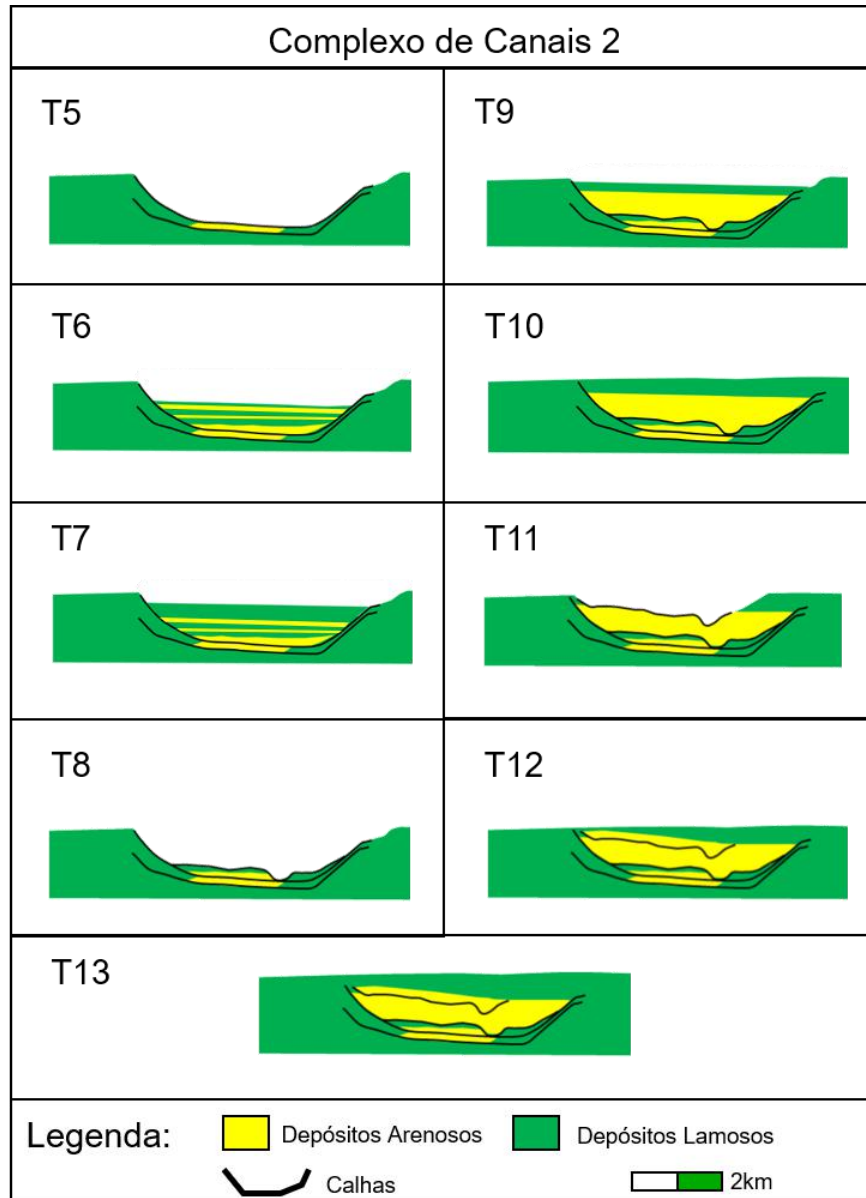


Figura 38 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 2.

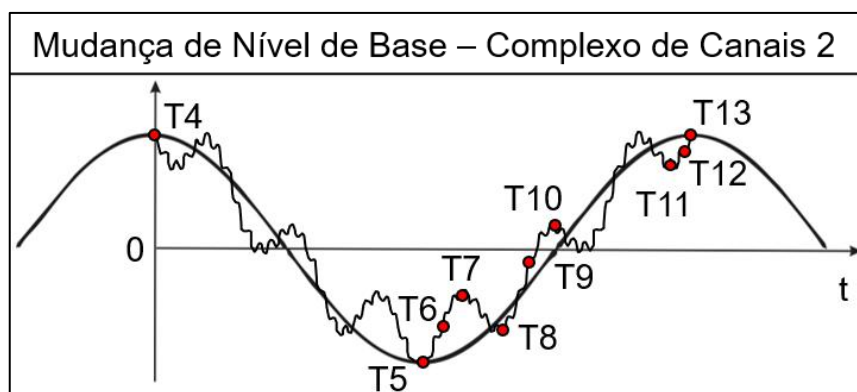


Figura 39 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 36 para o complexo de canais 2.

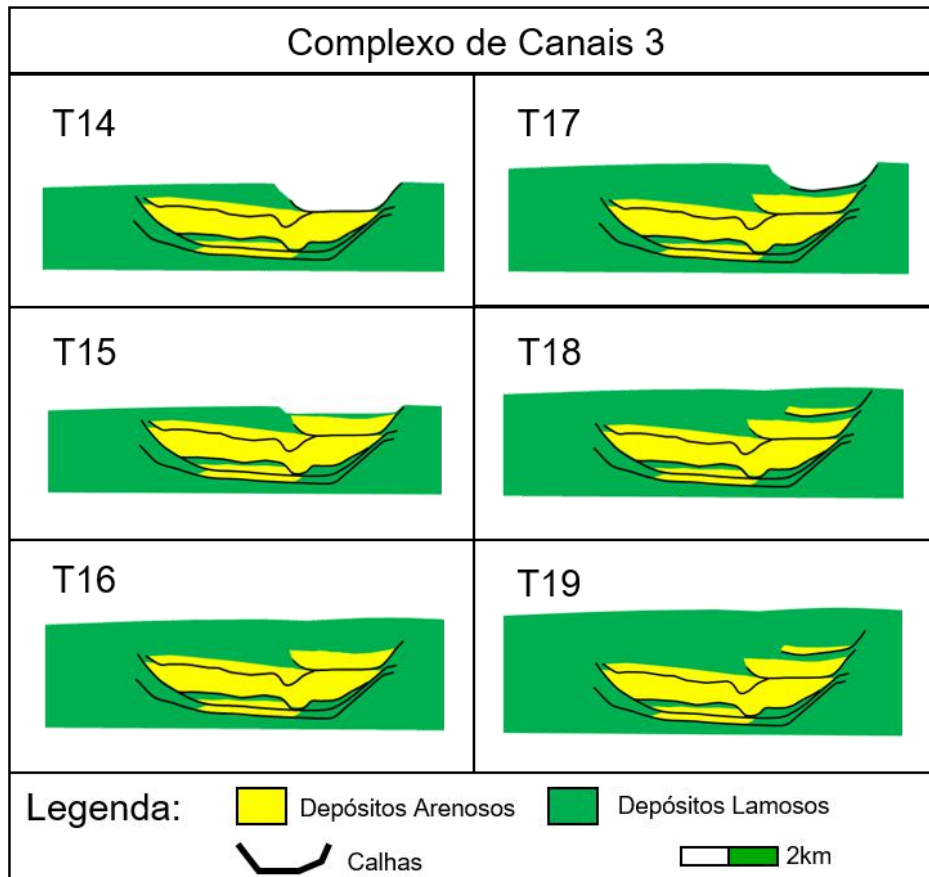


Figura 40 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 3

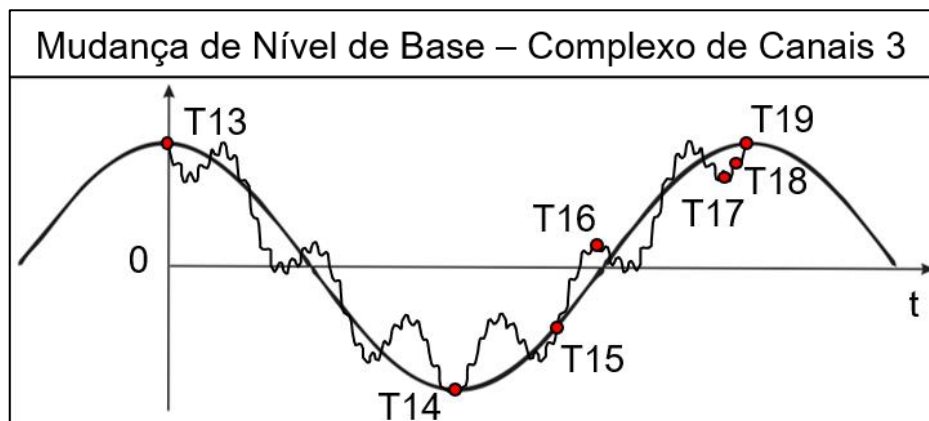


Figura 41 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 38 para o complexo de canais 3.

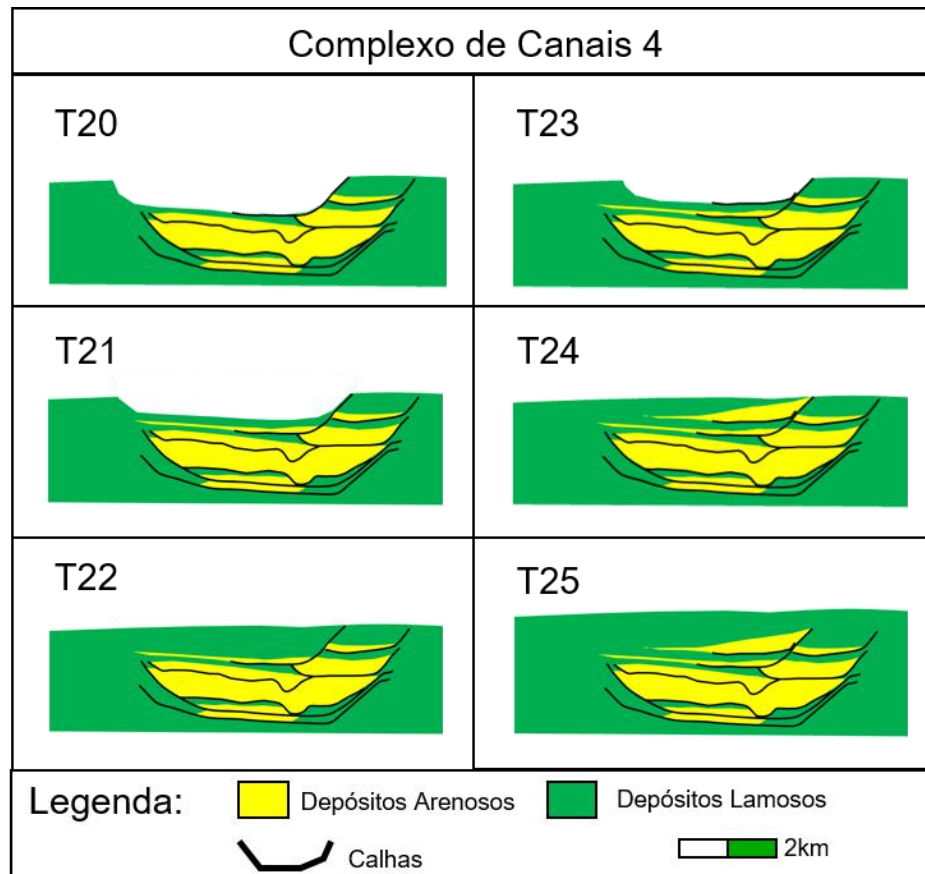


Figura 42 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 4.

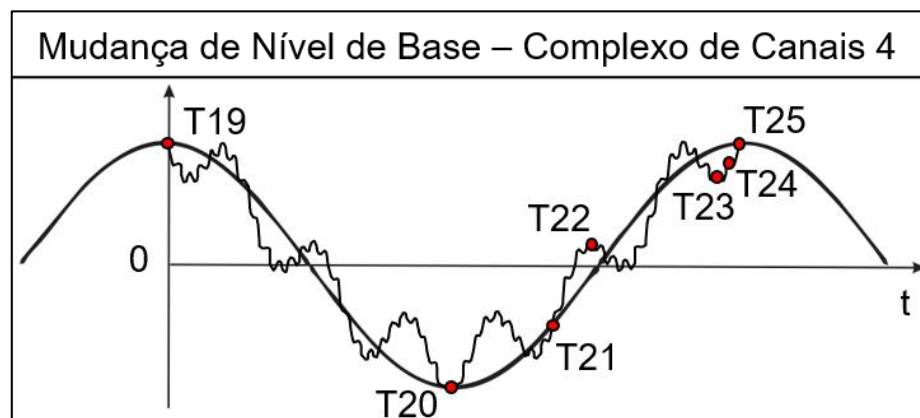


Figura 43 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 40 para o complexo de canais 4.

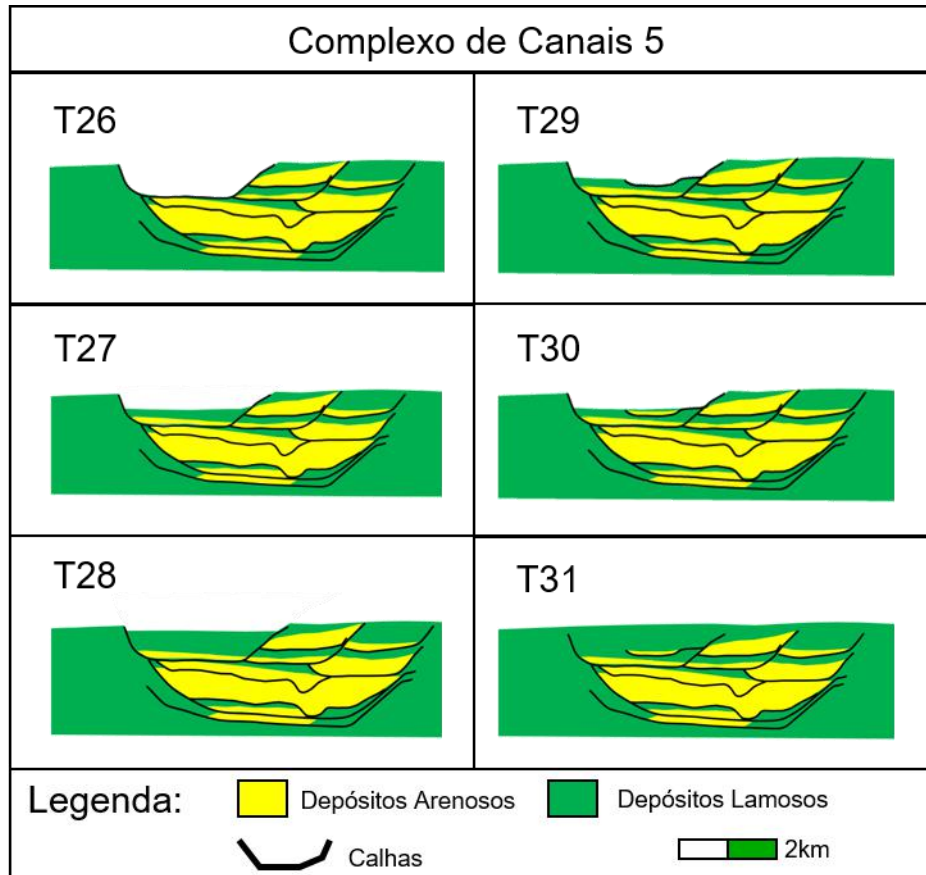


Figura 44 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 5.

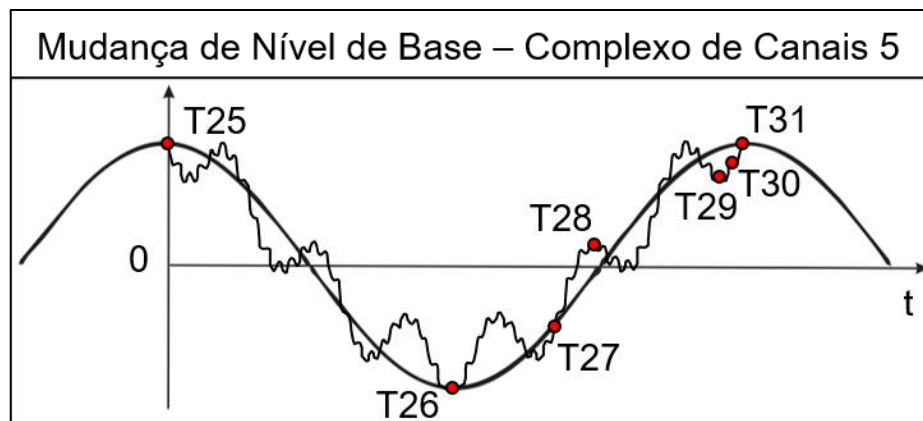


Figura 45 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 42 para o complexo de canais 5.

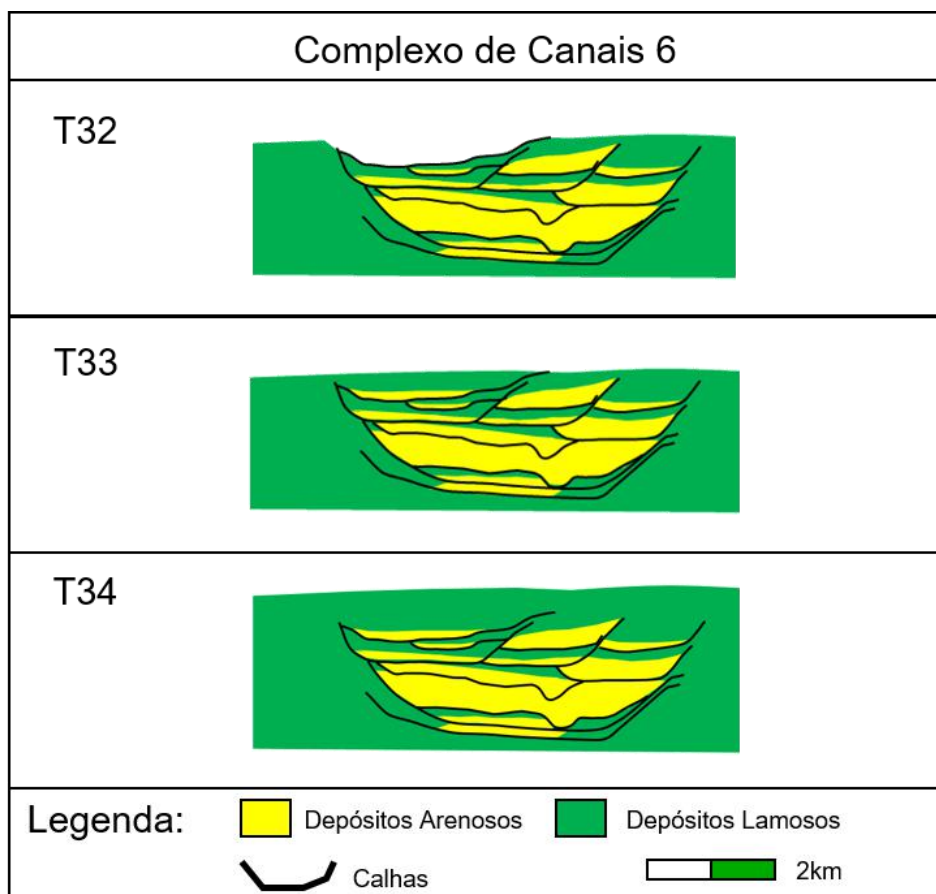


Figura 46 - Modelo da evolução estratigráfica proposto para o complexo de canais 6.

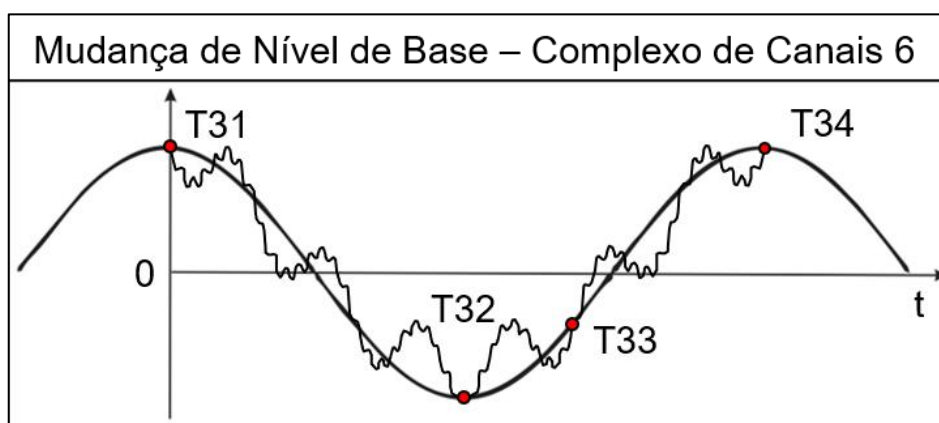


Figura 47 - Variação do nível de base de acordo com o modelo da Figura 44 para o complexo de canais 6.

7 CONCLUSÕES

Os dados de sísmica e poços analisados neste trabalho permitiram as seguintes conclusões:

- identificação de um conjunto de complexo de canais no talude continental da Bacia de Sergipe-Alagoas estaqueado verticalmente e reincidente no tempo geológico;
- embora a informação dos poços permita dizer apenas que o complexo de canal mais antigo do conjunto de complexo de canais é mais novo que o Eoceno tardio, essa superfície foi interpretada como sendo a discordância do Eomioceno (Tortoniano), que representou um evento de queda eustática global;
- hierarquização do conjunto de complexo de canais através da identificação de 6 (seis) complexos de canais, os quais por sua vez compõem-se de conjuntos de canais.
- conjuntos de canais só puderam ser identificados em 4 (quatro) dos 6 (seis) complexos. No caso do complexo de canal mais antigo os conjuntos de canais foram canibalizados por erosões posteriores. No caso do complexo de canal mais recente, o mesmo se encontra próximo do fundo do mar atual e, portanto, ainda em processo de construção;
- canais individuais não foram identificados por estarem abaixo da resolução do dado sísmico;
- complexo de canais, conjunto de canais e canais individuais (não identificados, mas, presentes), estão geneticamente relacionados dentro de uma sequência deposicional;
- os 6 (seis) complexos de canais individualizados correspondem a 6 (seis) sequências inferidas como de terceira ordem;
- as sequências inferidas como de terceira ordem (representadas pelos complexos de canais) contêm sequências de mais alta ordem (conjuntos de canais), inferidas como de quarta e/ou quinta ordem possivelmente relacionados a ciclos orbitais;
- o trato de mar baixo inicial das sequências inferidas como de terceira ordem é representado apenas pelas superfícies erosivas basais dos complexos de canais uma vez que

neste tempo e nesta posição do talude continental da bacia, os fluxos gravitacionais escavaram o substrato marinho carregando seus conteúdos sedimentares para posições mais distais da bacia;

- o preenchimento dos complexos de canais se dá pelo processo conhecido como *back stepping*, que significa que primeiro os fluxos gravitacionais mais energéticos abrem canais no substrato marinho os quais são posteriormente preenchidos por sedimentos oriundos de fluxos gravitacionais menos energéticos/deposicionais;

- os complexos de canais são preenchidos por depósitos arenosos e lamosos resultados da dinâmica de desenvolvimento dos conjuntos de canais;

- a transição do trato de sistema de mar baixo final para trato transgressivo implica na presença de fluxos gravitacionais cada vez menos energéticos, portanto menos densos e mais diluídos na seção analisada o que por sua vez condiciona a gradação normal do conteúdo sedimentar que preenche os complexos de canais;

- a identificação de depósitos arenosos dentro dos complexos de canais corrobora o paradigma mais recente segundo o qual o talude continental não é uma região apenas de *bypass* de sedimentos arenosos para posições distais das bacias. Ao contrário, estes depósitos podem também ocorrer no ambiente deposicional de talude continental em um momento específico da evolução estratigráfica decorrente da variação do nível de base da bacia.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2013.
- ARAI, M. A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, v.6, n.2, p. 1-6, 2006.
- AZAMBUJA, N. C.; ARIENTI, L. M. GUIDEBOOK TO THE RIFT-DRIFT SERGIPE-ALAGOAS PASSIVE MARGIN BASIN , BRAZIL. **The 1998 AAPG International Conference & Exhibition**, n. 1, 1998.
- CAINELLI, C. **Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. [s.l.] University of Texas, Austin, 1992.
- CAMPOS NETO, O. P. A.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe–Alagoas. **Boletim de Geociências Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 405–415, 2007.
- CATUNEANU, O. **PRINCIPLES OF SEQUENCE STRATIGRAPHY**. First edit ed. Edmonton, Alberta: DEPARTMENT OF EARTH AND ATMOSPHERIC SCIENCES UNIVERSITY OF ALBERTA, 2006.
- CRUZ, L. **Caracterização Tectono-Estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008.
- CUNHA, J. A. O. **Evolução estratigráfica da sucessão drifte regressiva da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2018.
- DEPTUCK, Æ. M. E. *et al.* Migration – aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon , western Niger Delta slope. v. 24, p. 406–433, 2007.
- DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. p. 7–25, 2005.
- FEIJÓ, FLÁVIO J. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 149–161, 1994.
- FEIJÓ, F. J. Bacia de Pernambuco-Paraíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 143–148, 1994.
- FEIJÓ, F. J.; VIEIRA, R. A. B. Sequências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas. **Geociências**, v. 10, p. 153–168, 1991.
- FIGUEIREDO, J. J. P. *et al.* Architecture of a channel complex formed and filled during long-term degradation and entrenchment on the upper submarine slope , Unit F , Fort Brown Fm ., SW Karoo Basin , South Africa. **Marine and Petroleum Geology**, p. 1–13, 2012.

GARDNER, M. H. *et al.* **Stratigraphic Models for Deep-Water Sedimentary Systems** Marathon Oil Company, 2008.

HASUI, Y. *et al.* **GEOLOGIA DO BRASIL**. São Paulo, SP: [s.n.], 2012.

HUANG, Y. Sedimentary characteristics of turbidite fan and its implication for hydrocarbon exploration in Lower Congo Basin. **Petroleum Research**, p. 1–8, 2018.

JERVEY, M. T. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. n. 42, 1988.

KNELLER, B. E. N. **Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction**. [s.l.] The University of Leeds, 1995.

LANA, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectonosedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: CENSUD, 1990. p. 311–332.

LOPES, J. A. G. **Análise Quantitativa da Subsidência Tectônica na Bacia Potiguar**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2017.

MAYALL, M. *et al.* The response of turbidite slope channels to growth-induced seabed topography. v. 7, n. 7, p. 1011–1030, 2010.

MAYALL, M.; JONES, E.; CASEY, M. Turbidite channel reservoirs — Key elements in facies prediction and effective development. v. 23, p. 821–841, 2006.

MIALL, A. D. Eustatic Sea Level Changes Interpreted from Seismic Stratigraphy : A Critique of the Methodology with Particular Reference to the North Sea Jurassic Record '. v. 2, n. 2, p. 131–137, 1986.

MITCHUM JR, R. M. **Seismic Stratigraphic Investigation of West Florida Slope, Gulf of Mexico: 3. Regional Stratigraphy and Structure** Houston, Texas American Association of Petroleum Geologists, , 1978.

MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level , Part 2 : The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis 1. 1977.

MITCHUM, R. M.; VAN WAGONER, J. C. **High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles** **Sedimentary Geology**. Amsterdam: [s.n.], 1991.

MOHRIAK, W.; ENCISO, G.; NEMC, M. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **The Geological Society of London**, p. 365–398, 2008.

MORAES, M. A. S.; BLASKOVSKI, P. R.; PARAIZO, P. L. B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. **Boletim de Geociências Petrobrás**, v. 14, n. 1, p. 7–25, 2006.

- MOREIRA, J. L. P.; CARMINATTI, M. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. **Boletim de Geociências Petrobrás**, v. 12, n. 2, p. 73–87, 2004.
- NASCIMENTO, I. *et al.* High resolution stratigraphy of channelized deposits on a continental slope setting with sea-floor topography controlled by halokinetics, uppermost cretaceous, Espírito Santo offshore basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020.
- NETO, A. A. Uso Da Sísmica De Reflexão De Alta Resolução E Da Sonografia Na Exploração Mineral Submarina. v. 18, n. 3, p. 16, 2001.
- NEUNDORF, K.; JR., J. P. M.; JACKSON, J. A. **Glossary of Geology**. 5. ed. Alexandria, Virginia: American Geological Institute, 2005.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, n. supl., p. 215–240, 1976.
- POSAMENTIER, H. W.; ALLEN, G. P. Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors. **Sedimentary Geology**, v. 86, p. 91–109, 1993.
- POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. **SEPM**, v. 125, n. Special Publication 42, p. 154, 1988.
- RIBEIRO, H. J. P. S. **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, RS: Unisinos, Ed., 2001.
- SANTOS, C. *et al.* Bacias de cumuruxatiba e jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, p. 185–190, 1994.
- SAUNDERS, M. *et al.* Improved stratigraphic interpretation using broadband processing – Sergipe Basin, Brazil. **First Break**, v. 33, n. March, p. 87–93, 2015.
- SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de Sequência: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, RS: Sinos, Editora da Universidade do Vale do Rio, 2001.
- SILVA, E. P. DA. **Interpretação Sísmica e Modelamento Magnetométrico e Gravimétrico 2D E 3D de Corpos Vulcânicos Localizados Na Sub-Bacia Do Platô De Pernambuco - Uma Contribuição À Sua Evolução Tectono-Estratigráfica**. [s.l.] Universidade Federal de Pernambuco, 2008.
- SOARES, P. C. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. n. 80203, 1978.
- SOUZA-LIMA, W. *et al.* A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução Geológica, Estratigrafia e Conteúdo Fóssil. **Fundação Paleontológica Phoenix, Edição Especial**, p. 34, 2002.
- SPRAGUE, A. R. G. *et al.* **The Physical stratigraphy of deep-water strata: a hierarchical approach to the analysis of genetically related stratigraphic elements for improved reservoir prediction (abstract)**American Association of Petroleum Geologists, Annual Meeting AbstractsHouston, Texas, 2002.

STECKLER, M. S. *et al.* Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *In: Tectonics*. 7.2 ed. [s.l: s.n.]. p. 213–234.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. **Geology**, v. 27, n. 12, p. 1115–1118, 1999.

VAIL, P. R. Seismic Recognition of Depositional Facies on Slopes and Rises. *In: Geology of Continental Margins*. 5. ed. [s.l.] American Association of Petroleum Geologists, 1977. .

W. TEIXEIRA, T. FAIRCHILD, M. C. M. TOLEDO, F. T. **Decifrando a Terra**. [s.l: s.n.], 2007.

WAGONER, J. C. VAN *et al.* AN OVERVIEW OF THE FUNDAMENTALS OF SEQUENCE STRATIGRAPHY AND KEY DEFINITIONS. n. 42, 1988.

WATTS, A. B. Tectonic subsidence , Flexure and Global Changes of Sea-Level. **Nature**, v. 297, n. June 1982, 1982.

WIDESS, M. B. How thin is a bed? **Geophysics**, v. 38, n. 6, p. 1176–1180, 1973.